N° C.N.R.S. : A.O. 7853

PARIJS

Bulletins du B.R.G.M., (deuxième série)
Section II, n° 3 et 4-1973, pp. 219-343

ARTICLE PRINCIPAL

recouvrant en partie la

THÈSE DE DOCTORAT D'ÉTAT ÈS-SCIENCES NATURELLES

présentée

A L'UNIVERSITÉ PARIS VI

par

Christian C. WEBER

pour obtenir

le grade de Docteur Ès-Sciences

SUJET DE LA THÈSE

LE SOCLE ANTÉTRIASIQUE SOUS LA PARTIE SUD DU BASSIN DE PARIS D'APRÈS LES DONNÉES GÉOPHYSIQUES

Soutenue le 20 décembre 1972 devant la Commission d'Examen

MM. J. COULOMB Président

J. GOGUEL
J. LAMEYRE
C. POMEROL
} Examinateurs

N° C.N.R.S. : A.O. 7853

Bulletins du B.R.G.M., (deuxième série)
Section II, n° 3 et 4-1973, pp. 219-343

ARTICLE PRINCIPAL

recouvrant en partie la

THÈSE DE DOCTORAT D'ÉTAT ÈS-SCIENCES NATURELLES

présentée

A L'UNIVERSITÉ PARIS VI

par

Christian C. WEBER

pour obtenir

le grade de Docteur Ès-Sciences

SUJET DE LA THÈSE

LE SOCLE ANTÉTRIASIQUE SOUS LA PARTIE SUD DU BASSIN DE PARIS D'APRÈS LES DONNÉES GÉOPHYSIQUES

Soutenue le 20 décembre 1972 devant la Commission d'Examen

MM. J. COULOMB — Président

J. GOGUEL
J. LAMEYRE
C. POMEROL — Examinateurs

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris d'après les données géophysiques *

C. WEBER **

Résumé

L'auteur a rassemblé, dans le cadre de son activité au Bureau de recherches géologiques et minières, tous les levés ou prospections géophysiques effectués dans le Bassin de Paris au Sud du parallèle d'Orléans qui peuvent fournir des informations sur la morphologie et la lithologie du socle. Leur interprétation lui permet d'établir des cartes «hypogéologiques» de la base du Mésozoïque et de formuler des hypothèses sur l'évolution tectonique de ce socle en référence à la grande anomalie magnétique du Bassin parisien.

La première partie du mémoire est consacrée à l'interprétation des données géophysiques. Les cartes gravimétriques et aéromagnétiques y occupent une place privilégiée. Leur exploitation est considérablement facilitée par l'emploi de techniques nouvelles utilisant le calcul préalable du gradient vertical en domaine fréquentiel. Les principales anomalies sont ainsi interprétées. Les informations sur la morphologie du socle provenant des études pétrolières de sismique-réfraction sont complétées par les résultats des travaux séismologiques (séismes naturels ou provoqués). Les données des sondages électriques profonds ainsi que des études telluriques et magnétotelluriques permettent de contrôler les interprétations réalisées à partir des autres méthodes géophysiques, surtout dans le Nivernais.

La deuxième partie est constituée par la synthèse géologique des interprétations géophysiques. On y insiste en particulier sur le prolongement du Massif armoricain sous les assises sédimentaires du Bassin de Paris, sur les raccords vendéo-limousins et sur les prolongements du Morvan. On montre ainsi que le contact réel zone armoricaine - zone morvandelle se fait au niveau de la grande anomalie magnétique, que suit approximativement la Loire de Sully à Sancerre.

L'auteur, dans la troisième partie du mémoire, propose une hypothèse chronologique vraisemblable pour expliquer l'évolution du socle en relation avec

* Partie principale de la thèse de Doctorat d'Etat soutenue à l'Université Paris VI le 20 décembre 1972, n° C.N.R.S. A.O. 7853.

** B.R.G.M., division géophysique.

les phénomènes auxquels est liée l'anomalie magnétique du Bassin de Paris. La venue d'une grande masse de roches basiques, provenant sans doute du manteau, aurait eu lieu avant la phase majeure hercynienne, suivant des mécanismes comparables à ceux que l'on suppose être à l'origine des rifts continentaux. A la fin de l'orogenèse hercynienne le bloc morvandiau aurait coulissé vers le Nord, suivant les fractures liées aux roches basiques. L'amplitude du décrochement est donnée par la corrélation, que suggèrent les données géophysiques, entre les bandes de leucogranites d'Avallon et de la chaîne de la Marche. Elle est d'une soixantaine de kilomètres, comme celle du sillon houiller du Massif central. La zone de la grande anomalie magnétique est demeurée mobile jusqu'au début du Quaternaire, avec des mouvements importants au Jurassique inférieur.

Abstract

All public or private geophysical surveys concerning the morphology or lithology of the southern part of the Paris Basin basement have been collected by the author during his activity at the French Geological Survey (B.R.G.M.). Their interpretation allows him to draw up " hydrogeological maps " of the lower surface of the mesozoïc beds and to set forth an hypothesis on the tectonic evolution of this basement with reference to the great magnetic anomaly of the Paris Basin.

The first part of the paper is devoted to the interpretation of the various geophysical data, with an emphasis laid on gravity and aeromagnetic maps. The interpretation of a large number of anomalies is made easier by the new technique of first transforming to the vertical gradient by frequency domain computation and filtering. The informations on basement morphology obtained by refraction seismic surveys for oil are completed with the results of seismological studies (natural or man-made earthquakes). The data from deep electrical soundings and telluric or magneto-telluric surveys provide a control of the interpretations from other methods, mainly in the Nivernais area.

The geological synthesis of these geophysical interpretations is outlined in the second part of the article. One insists on the extension of the Armorican Massif under the sedimentary layers of the Paris Basin, on the connection between Vendée and Limousin, and on the hidden extension of the Morvan. It is shown that the real contact Armorican area — Morvan area is located along the great magnetic anomaly wich follows the Loire river from Sully to Sancerre.

In the third part of the paper, the author suggests a chronological hypothesis to explain the evolution of the basement in relation to the phenomena from wich the magnetic anomaly of the Paris Basin originates. The intrusion of a large basic body, certainly differenciated from the mantle, took place probably before the major hercynian event, by mechanisms like those wich are supposed to be at the origin of continental rifting. At the end of the hercynian orogenesis the Morvan block slid northwards, along left-handed strike slip faults related to the basic body. The amplitude of the displacement is given by the geophysical correlation of the leucogranites strips between Avallon and the Marche chain. It amounts to about 60 km, the same as for the Sillon Houiller, in the Massif central. The area of the great magnetic anomaly remained mobile until the early Quaternary, with important movements at the lower Jurassic.

Sommaire

Avant-Propos 221
Introduction 222
Première partie. — Interprétation des données géophysiques 225
*Deuxième partie. — Interprétation géologique synthétique 293
*Troisième partie. — Hypothèses sur l'évolution tectonique du socle du Bassin de Paris 320
*Références bibliographiques 333
*Liste des figures 339
*Table des matières 341

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 4-1973.

Avant-propos

L'originalité de l'étude qui va suivre réside dans la présentation cartographique de ses résultats (cartes « hypogéologiques » à 1/250 000) et dans les hypothèses tectoniques que l'interprétation géophysique permet de formuler, puisque la connaissance des raccords cachés entre l'Armorique et le Massif central est indispensable pour comprendre l'évolution géodynamique d'une partie du continent nord-atlantique.

Ce travail représente essentiellement une exploitation des prospections géophysiques sur la partie sud du Bassin de Paris archivées par le Bureau de recherches géologiques et minières en application de l'article 133 du code minier français. Leur étude synthétique a été financée par la Direction du service géologique national du B.R.G.M., dans le cadre d'un sujet de recherche intitulé « synthèses géophysiques régionales ». Nous remercions le C.N.R.S. et l'Institut de Physique du Globe de Paris, qui ont chargé le B.R.G.M. de la publication du levé aéromagnétique sur le Morvan et le Nivernais, et les Sociétés propriétaires des résultats géophysiques qui ont accepté d'en lever la confidentialité. C'est en particulier grâce à la bienveillance de la Compagnie d'exploration pétrolière (actuellement Elf - ERAP) et de la Société nationale des pétroles d'Aquitaine que nous avons pu utiliser les données des importantes prospections sismiques réalisées sur les permis de Bourges et de Gien. Sans la franche coopération de ces organismes il n'aurait pas été possible d'exploiter la totalité des levés ou prospections géophysiques réalisés dans le Sud du Bassin parisien. L'auteur est personnellement redevable vis-à-vis de tous ceux qui lui ont fourni les éléments indispensables à la réalisation de la synthèse, dont certains déjà très élaborés.

La lourde tâche de compilation des prospections et d'interprétation systématique des levés gravimétriques et aéromagnétiques n'aurait pas été possible sans la collaboration, épisodique certes, mais efficace, d'une équipe de géophysiciens réunie auprès de l'auteur depuis 1969 : MM. M. Bourlier, J. Corpel, M^lle N. Debegeia, MM. G. Bubreuil, A. Gérard, R. Hentinger, B. Lambolez et M. Ogier. La plupart des articles déjà publiés sur le sujet ont été signés en collaboration avec l'un ou l'autre, ou même par eux isolément. Qu'ils soient très sincèrement remerciés pour ce qu'ils m'ont humainement et scientifiquement apporté. J'ai plaisir également à dire ma reconnaissance vis-à-vis de ceux qui ont donné l'impulsion originelle à ce travail : MM. R. Bollo, J.L. Jaeger et J. Lorne, et pour ceux qui m'ont encouragé par leurs conseils et leurs critiques : M. J. Goguel au sein du B.R.G.M., le professeur J. Coulomb et M. E. Leborgne à l'Institut de Physique du Globe de Paris. Je remercie également les professeurs J. Lameyre et C. Pomerol, ainsi que M. P. Griveau, auxquels je dois de nombreuses amélioration dans la rédaction de ce mémoire.

Introduction

La curiosité du géologue de connaître les profondeurs inaccessibles à la pointe de son marteau est aussi ancienne que sa volonté de comprendre les relations spatiales entre les grands ensembles de roche qu'il cartographie. C'est ainsi que dès 1848 Elie DE BEAUMONT et en 1885 Edmond SUESS établissaient la continuité entre l'Armorique méridionale et le Limousin sous les assises sédimentaires du seuil du Poitou, liaison précisée par Marcel BERTRAND en 1888. DE LAUNAY, dans sa Géologie de la France, en 1921, remarquait que de petits pointements granitiques dans le détroit du Poitou accusent la continuité directe, à faible profondeur, du cristallin de la Vendée et du Nord du Massif central. Il dressait même une carte à 1/2 000 000 du « raccord des plissements et fractures en Bretagne, dans le Massif central et dans le Bassin de Paris ».

Plus récemment R. MATHIEU [1945] et A. DEMAY [1952] établissaient la jonction stratigraphique entre le Paléozoïque partiellement métamorphique du Sud du Massif armoricain et le Critallophyllien du Limousin, à partir d'études géologiques de surface.

Il a cependant fallu attendre le développement des méthodes géophysiques pour que le géologue dispose de moyens objectifs d'investigation de la structure terrestre profonde. Si la Physique du Globe pouvait le conduire, notamment par l'étude des séismes, à un modèle plausible de la croûte terrestre et de ses hétérogénéités, seule la géophysique de prospection donnait suffisamment de finesse d'information pour permettre de dégager une image de la géologie profonde qui soit valable — c'est-à-dire transcriptible à l'échelle habituelle des cartes géologiques.

Parallèlement à la mise en œuvre de levés géophysiques détaillés dans le Bassin de Paris, au cours des décennies 1950 et 1960, des forages profonds de recherche d'eau ou surtout d'hydrocarbures fournissaient de précieux renseignements ponctuels sur les terrains traversés. On doit à Mme M.J. LIENHARDT [1961] la première synthèse des données de sondage. Il devenait alors possible à partir de ce double ensemble de données nouvelles d'étendre à un beaucoup plus vaste secteur ce que la curiosité des pionniers avait ébauché dans le seuil du Poitou : la connaissance des relations cachées entre le Massif armoricain et le Massif central, de l'Anjou au Morvan.

La cartographie du socle de la partie sud du Bassin de Paris que nous avons esquissée s'étend donc entre l'Armorique méridionale et la Bourgogne; elle est limitée au Nord par le parallèle d'Orléans et au Sud par une ligne Niort - Montluçon (fig. 1). Nous montrerons que cette zone détient une clé importante de l'évolution structurale du bâti hercynien de la France septentrionale. Il eut été séduisant de poursuivre l'étude sur l'ensemble du Bassin de Paris. Au Nord d'Orléans cependant le socle s'approfondit au-delà de 2 000 m, et l'acuité des investigations géophysiques — qui sont d'ailleurs moins denses qu'au Sud — diminue rapidement. Seule la gravimétrie permet encore d'avoir une image d'ensemble, mais floue dans le détail, du socle antétriasique [*cf.* A. GÉRARD et P. GRIVEAU, 1971]. Nous avons donc préféré, pour une raison d'homogénéité, nous limiter à une région dans laquelle nous pouvions établir un écorché géologique du socle présentant un degré de vraisemblance admissible.

Les données géophysiques existant sur le Sud du Bassin parisien sont suffisamment nombreuses pour permettre les intercorrélations indispensables à la réduction des indéterminations que comporte chaque méthode de prospection considérée isolément. Le seul levé systématique couvrant l'ensemble de notre étude est gravimétrique. Il a fait l'objet de cartes publiées par le B.R.G.M. de 1952 à 1958 à l'échelle du 1/80 000. Trois prospections aéromagnétiques recouvrent le secteur étudié, à l'exception du seuil du Poitou *sensu stricto*, de la région située au Nord-Ouest du Val de Loire d'Orléans à Tours, d'une partie de la Bourgogne et du Berry. Le levé Anjou-Marche a été réalisé en 1961-1962 pour le compte du B.R.G.M., le levé Sologne en 1965 pour le compte des sociétés S.N.P.A. et C.E.P., le levé Morvan-Nivernais en 1965 également, pour le C.N.R.S. Ces levés ont été interprétés et publiés par le B.R.G.M. sous la forme de cartes à 1/80 000 comportant une notice explicative (fig. 1).

Des prospections sismiques ont été réalisées pour rechercher des structures favorables à la présence d'hydrocarbures; une vingtaine de profils de réfraction nous donnent en particulier de précieux renseignements sur le socle dans la région comprise entre Orléans, Montrichard, Châteauroux et Bourges (fig.

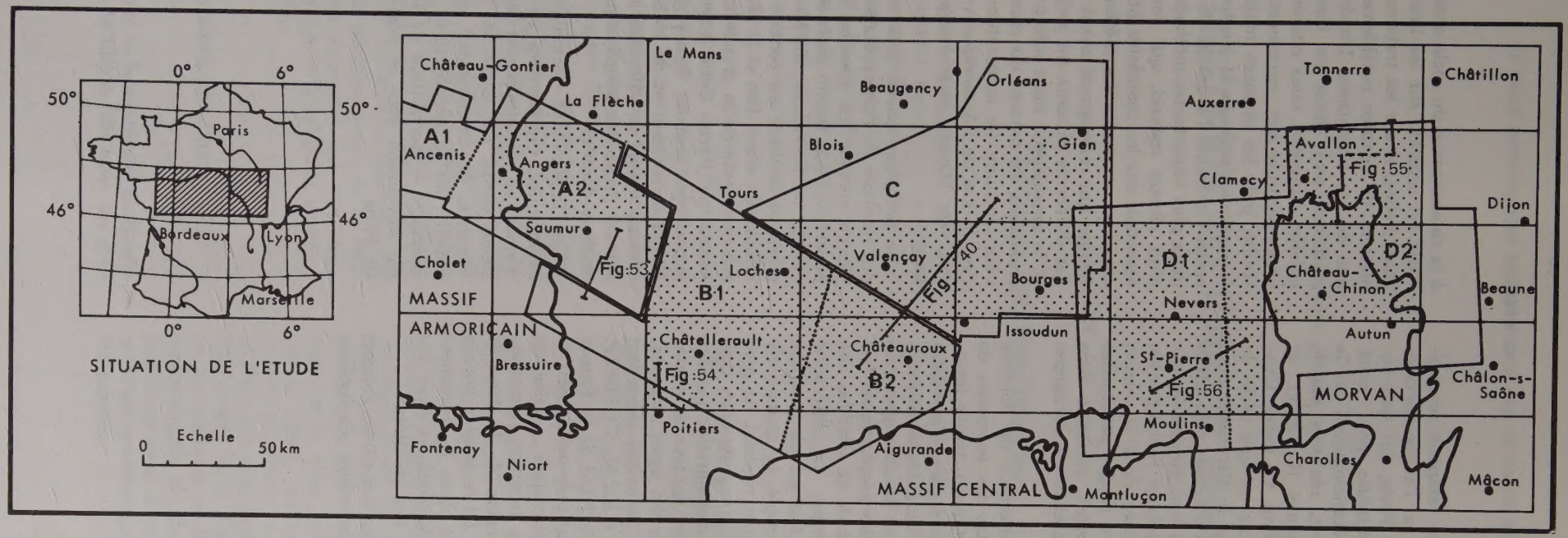


FIG. 1. — *Plan de situation de l'étude et localisation des coupes géologiques interprétées.*

On a indiqué le découpage des cartes gravimétriques à 1/80 000, ainsi que les limites des levés aéromagnétiques de détail. Les cartes magnétiques publiées à l'échelle du 80 000e sont marquées en grisé.

35). Les prospections de sismique réflexion fournissent des indications intéressantes sur l'allure des couches sédimentaires du Bassin de Paris, qui sont cependant moins directement utilisables pour nous. On dispose également d'études séismologiques sur le Val de Loire, de Gien à Nevers, réalisées par le Centre de recherches géophysiques (C.N.R.S.) de Garchy, à partir de tirs de carrières. Ce même Centre a effectué une étude tellurique et une série de sondages magnétotelluriques dans le Nivernais, dont les résultats publiés nous on été d'autant plus utiles qu'ils se situent dans une région non prospectée par les sociétés pétrolières. Pour compléter l'énumération des travaux géophysiques localisés dans la région examinée, il faut mentionner les études ponctuelles (sondages électriques par exemple), réalisées dans un but de recherche d'indices miniers ou de nappes aquifères.

Nous disposons donc d'un ensemble de données géophysiques tantôt brutes (cartes des anomalies de la gravité, des anomalies magnétiques), tantôt interprétées partiellement (cartes sismiques d'isodélais) ou même totalement (sondages magnétotelluriques). L'originalité de notre approche ne se situe guère au niveau de l'utilisation de méthodes géophysiques fort connues, mais bien plus à celui de la synthèse des résultats. Les recoupements entre les différentes interprétations seront faits à la fois à l'échelle d'une structure particulière (par exemple le granite de Sennely) et à celle d'un ensemble régional (le prolongement caché du Morvan). Cette technique, déjà employée par les géophysiciens d'exploration sur des cibles minières ou pétrolières très limitées, a montré son efficacité. Elle a par contre été assez rarement utilisée à des fins scientifiques. Signalons cependant en France le travail collectif de C.F.P.M., COPESEP, R.A.P. et S.N.P.A. [1965] dans le Nord de la France (mais les données de forages sont prépondérantes) et à l'étranger les travaux géophysiques soviétiques pour l'établissement de la carte tectonique internationale, par exemple sur la région de la Mer de Barents [G.I. Gorbunov, 1970]. Ici le lecteur pourra remarquer quelques nouveautés dans le traitement des données gravimétriques et magnétiques, ainsi que dans la présentation graphique des résultats.

Nous exposerons, dans une première partie, l'apport de chacune des méthodes de prospection géophysique à la connaissance du socle antétriasique du Bassin de Paris, en insistant sur les limitations propres à chacune d'elles, et sur les traitements possibles qui permettent de réduire notablement l'importance pratique de ces limitations. L'ordre de présentation des méthodes sera choisi en fonction de la superficie qu'elles couvrent; nous citerons d'abord les données gravimétriques qui concernent l'ensemble du secteur étudié, puis les données magnétiques, enfin les informations sismiques et électromagnétiques. Ce classement présente l'avantage de traiter en premier les deux plus importantes méthodes basées sur la mesure d'un champ naturel, qui fournissent les éléments essentiels sur les contrastes lithologiques à l'intérieur du socle, et ensuite des méthodes sismiques ou électriques qui renseignent avant tout sur la profondeur des différents niveaux du socle. Pour la gravimétrie et le magnétisme nous interprèterons les principales anomalies, en partant du connu (le socle affleurant) vers l'inconnu (le substratum du Bassin de Paris), c'est-à-dire de l'Armorique vers l'Est, puis du Morvan vers l'Ouest, pour étudier enfin la région centrale.

La deuxième partie sera consacrée à la synthèse des résultats de l'interprétation géophysique, présentée en suivant les grandes unités géologiques : le devenir sous le Bassin parisien de la zone sud-armoricaine, de la Vendée, du Morvan, en réservant une place particulière au contact caché entre le Massif armoricain *sensu lato* et le Morvan *sensu lato,* qui se fait au niveau de la grande anomalie magnétique du Bassin de Paris. Cette partie sera précédée d'un exposé des grandes lignes géologiques du Sud du Massif armoricain et de la bordure nord du Massif central, auquel on adjoindra les résultats des mesures sur les propriétés géophysiques des principales formations décrites.

Les implications tectoniques des reconstitutions géologiques, représentées sur les cartes à 1/250 000 données en pochette seront développées dans une troisième partie. On verra en particulier comment les éléments de connaissance du socle que l'on peut obtenir par la géophysique — et les contrôles par sondages — permettent de formuler des hypothèses sur l'évolution pré- et post-hercynienne du Bassin de Paris.

Première partie

Interprétation des données géophysiques

Chapitre 1.1

Données gravimétriques

Les cartes gravimétriques représentent le seul levé géophysique détaillé couvrant l'ensemble du Bassin de Paris. Elles nous renseignent sur les hétérogénéités dans la répartition des densités du sous-sol. Les contrastes de densité les plus marqués se trouvant soit à l'intérieur du socle, soit à l'interface socle — recouvrement sédimentaire, on comprend que les cartes de l'anomalie de Bouguer fournissent principalement des indications sur la nature du substratum antétriasique (par analogie avec les anomalies interprétées dans le Massif armoricain ou le Massif central), ou sur la morphologie de ce substratum. Une des ambiguïtés majeures de la gravimétrie sera précisément de ne pas nous permettre au départ de choisir, si l'on ne possède pas d'autres sources de renseignements, entre les origines lithologique ou morphologique pour interpréter les anomalies de Bouguer. Nous verrons cependant, après avoir donné des exemples d'interprétation par les méthodes traditionnelles, comment le calcul préalable d'une carte de la dérivée première (ou gradient vertical) du champ de pesanteur permet dans un grand nombre de cas de réduire notablement l'incertitude pratique, en retardant le plus possible dans le déroulement de l'interprétation le moment où doivent intervenir les choix subjectifs. Dans la dernière partie de ce chapitre, nous décrirons les anomalies les plus marquantes, pour lesquelles une interprétation vraisemblable peut être proposée.

1.1.1 — Eléments de base

Les levés gravimétriques de la moitié sud du Bassin parisien ont été réalisés de 1949 à 1954 avec des gravimètres North American, soit par la Compagnie générale de géophysique, soit par le B.R.G.M., pour le compte du B.R.G.M. ou du Bureau de recherche de pétrole. La densité des mesures varie entre 0,1 et 1 station par km^2.

La première carte d'ensemble des anomalies de Bouguer sur le Bassin de Paris a été publiée au millionième par J. Goguel en 1954. Elle est accompagnée par un commentaire des principales structures gravimétriques qui demeure toujours valable. L'étude des anomalies isostatiques du Bassin parisien a été réalisée par S. Coron dans sa thèse, et publiée en 1954. L'édition par le B.R.G.M. de cartes gravimétriques (anomalies de Bouguer) à 1/320 000 sur fond géologique a fourni l'occasion de réviser les anciennes cartes parues à 1/80 000. C'est ainsi que la feuille de Bourges a été publiée en 1970, et sa notice en 1972. Cette dernière, qui couvre la plus grande partie de la zone étudiée, contient des cartes transformées et une interprétation sur laquelle nous reviendrons en 1.1.4.

Les levés gravimétriques sur les massifs anciens bordant le Bassin de Paris ont été plus tardifs. La Bretagne et la Vendée furent couvertes de 1954 à 1959, avec une densité de mesures voisine d'une station par km^2. L'interprétation de ces données a fait l'objet d'un mémoire spécialisé du B.R.G.M. [n° 52, 1967], réunissant les contributions de divers auteurs [C. Babin et J. Didier, L. Chauris, J. Cogne, C. Delattre et P. Pruvost, J. Goguel, M.J. Graindor, J.L. Jaeger et C. Corpel, M. Ters, C. Weber]. En ce qui concerne le Massif central, seule sa bordure septentrionale, le Morvan et le Forez ont été levés jusqu'à ce jour. A notre connaissance aucune interprétation systématique de ces prospections n'a encore été publiée.

1.1.2 — Précision des cartes gravimétriques utilisées

[*cf.* thèse C. Weber, 1972].

1.1.3 — Méthodes d'interprétations usuelles

Il ne saurait être question dans le cadre de ce travail de passer en revue l'ensemble des procédures pouvant être utilisées dans l'interprétation des anomalies gravimétriques. Nous voudrions simplement, par quelques exemples, montrer les limitations d'emploi des méthodes « traditionnelles », pour mieux faire apparaître, dans un paragraphe suivant, l'intérêt de techniques nouvelles utilisant le calcul préalable du gradient vertical, qui dans la pratique, nous affranchissent du caractère fatal de certaines de ces limitations.

1.1.3.1. Méthodes qualitatives.

Elles recouvrent les processus d'interprétation essentiellement basés sur l'intuition, qui sont les plus immédiatement abordables par le géologue [*cf.* Mémoire sur le Massif armoricain, *op. cit.*]. Elles consistent par exemple à établir des corrélations entre les anomalies gravimétriques et les données géologiques de surface, lorsque les structures à l'origine de ces anomalies sont affleurantes, et à déduire de ces corrélations un certain nombre de relations spatiales entre les diverses structures considérées. Nous avons nous-même utilisé ce type de raisonnement pour établir le comportement gravimétrique (et magnétique) des principales formations du Massif armoricain ou du Morvan, en le complétant par de nombreuses mesures des paramètres physiques d'échantillons de roche prélevés en surface ou dans des forages *. La figure 2 fournit, sur une coupe géologique un tel exemple de corrélations.

Une fois établie l'identification des principales anomalies sur le socle, il est possible, lorsque les axes d'anomalies se prolongent sous la couverture sédimentaire du Bassin parisien, de suivre par continuité la poursuite cachée des principales unités définies sur les affleurements de socle. C'est ainsi que dans quelques cas favorables des axes granitiques ont été suivis sur plus de 100 km (axe de Lanvaux et d'Allaire, relayé par le granite de Saumur; axe de Thouars; leucogranite d'Avallon suivi jusqu'à la vallée de la Loire, etc.). On trouvera plus bas (fig. 3 et 15) un exemple de profils sériés recoupant une double bande d'anomalies continue de Bressuire à Argenton-sur-Creuse.

* Les résultats de ces mesures sont donnés dans le chapitre 2.2 (Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 4, 1973), après la description des grandes lignes géologiques du Sud de l'Armorique et du Nord du Massif central.

1.1.3.2. Méthodes quantitatives.

On connaît les limitations théoriques formelles de l'interprétation dans les méthodes de champs géophysiques : pour une anomalie donnée, il n'existe pas de solution unique dans la répartition des masses qui la produisent, mais par contre, pour une répartition donnée des masses perturbatrices l'anomalie provoquée est unique. Le problème de l'interprétateur, qui est de choisir et de vérifier quantitativement pour une certaine distribution du champ les effets des structures les plus vraisemblables pouvant en rendre compte, se trouve pourtant fréquemment facilité par des indications extérieures de vraisemblance dont il dispose ou qu'il peut postuler.

On rencontre cependant une limitation pratique plus sérieuse dans la définition même — c'est-à-dire la séparation — de l'anomalie locale à interpréter, que ce soit en raison soit d'effets régionaux soit de l'influence d'anomalies voisines (phénomène de coalescence).

L'approche quantitative usuelle se borne alors au choix du paramètre physique et de la forme d'un modèle théorique, en général très simple (bidimensionnel), car il serait illusoire d'en chercher le raffinement. L'ajustement de l'interprétation est réalisé par la comparaison de l'anomalie dite théorique avec les données du champ mesuré (anomalie dite expérimentale). Etant donné l'incertitude habituelle dans la définition de l'anomalie locale on ne peut rechercher de précision dans cette vérification, d'autant plus que l'ajustement peut se faire en modifiant soit le paramètre physique, soit la forme du modèle.

Nous donnons en fig. 3 un exemple d'interprétation d'un profil gravimétrique synthétique sur le Nord de la Vendée, dans une région où la carte géologique permet de guider le choix des modèles, qui sont ici affleurants. Dans ce cas nous pouvons calculer les contrastes de densité. On remarque que, en raison de l'importance des masses qui interviennent, ces contrastes sont très faibles en dépit de la forte amplitude des anomalies : si l'on prend le Briovérien comme milieu de référence, on trouve $d = +0{,}08$ g/cm^3 pour la granodiorite de Thouars et $d = -0{,}07$ g/cm^3 pour le leucogranite de Bressuire. La fig. 4 montre la transposition sur un profil réel (coupe A′) des modèles géométriques qui ont

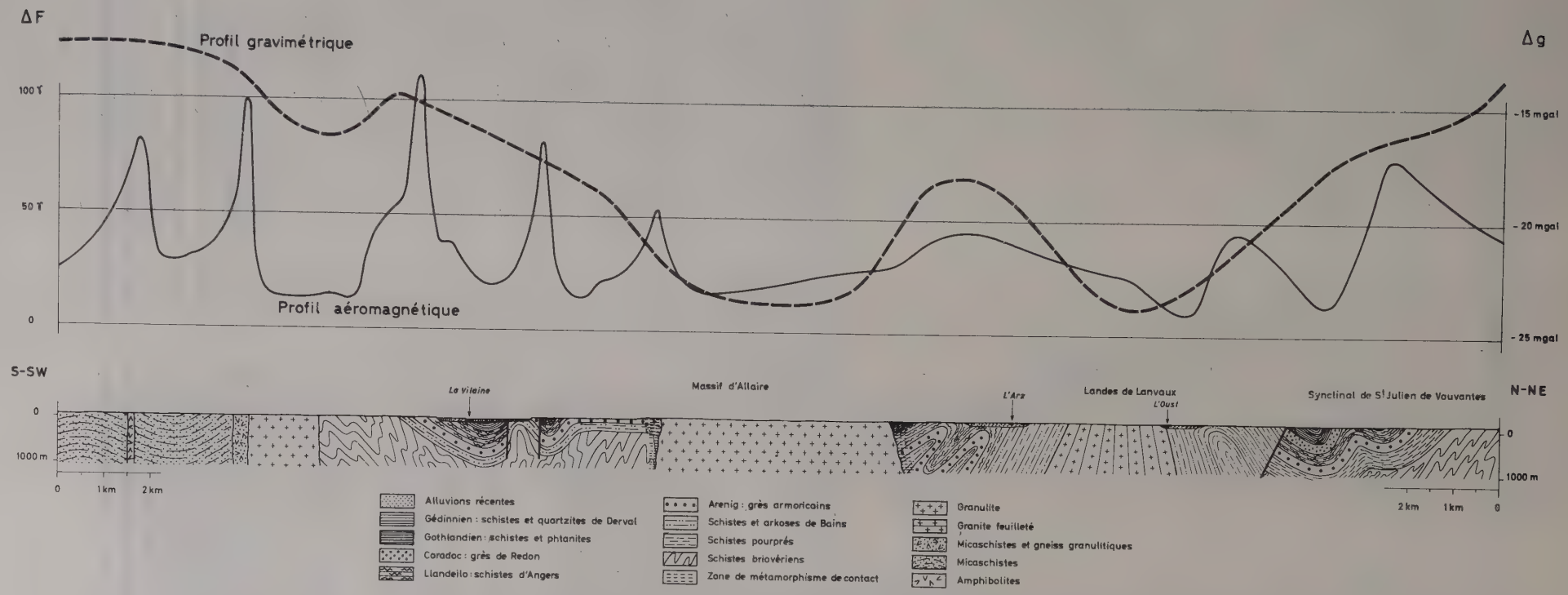


FIG. 2. — *Corrélations entre profil gravimétrique, profil aéromagnétique et la coupe géologique correspondante, dans la région de la Roche-Bernard — Redon* [extrait de C. WEBER, 1967].

On notera sur le profil gravimétrique les anomalies négatives liées aux massifs granitiques, sur le profil magnétique les pics dus aux grès armoricains ferrifères et aux amphibolites.

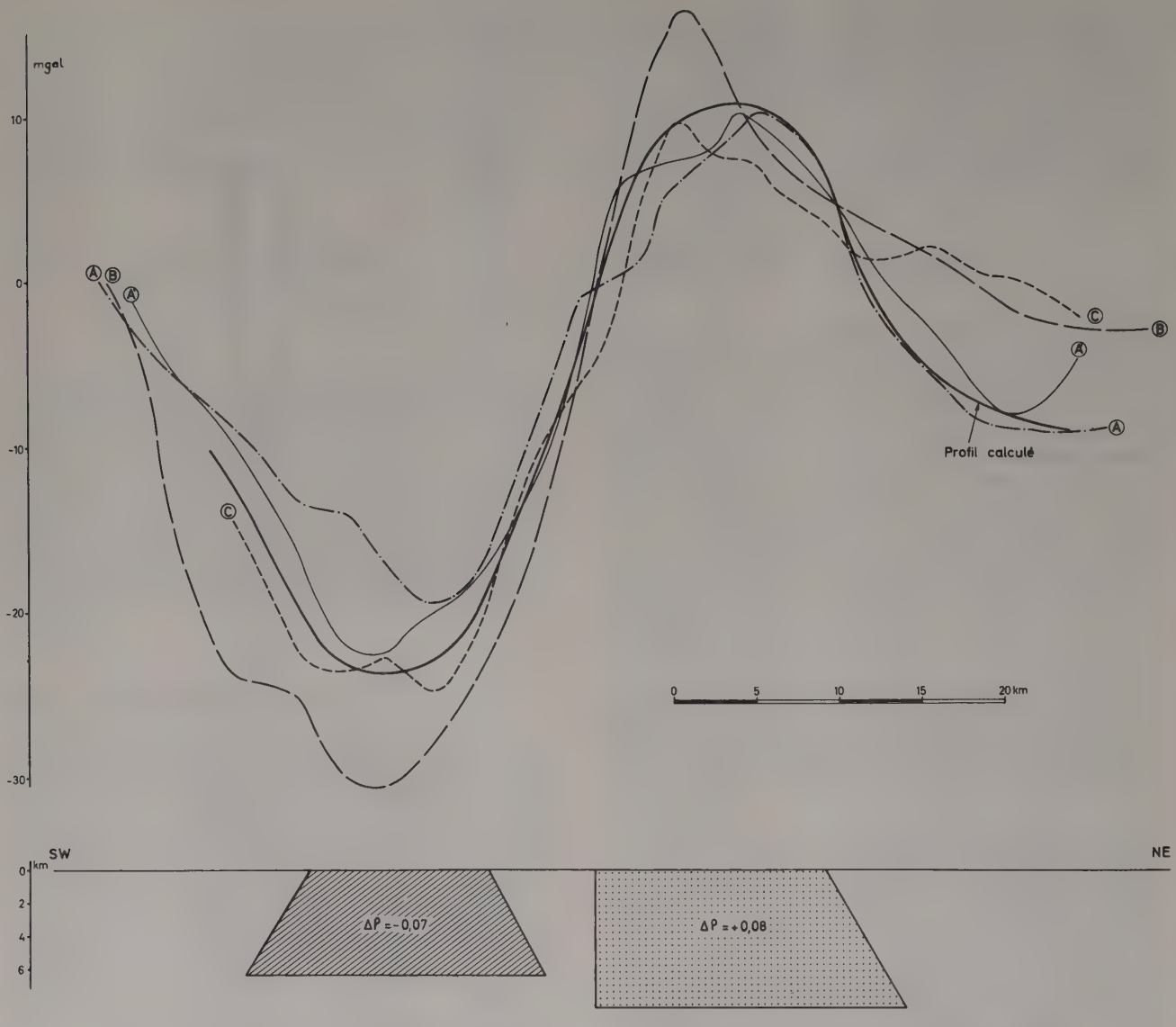


FIG. 3. — *Profils gravimétriques sur les granites de Thouars et de Bressuire. Interprétation quantitative d'un profil moyen.*

Les coupes sont localisées sur la figure 14. Le profil moyen, représenté par un trait épais, a été calculé pour les modèles bidimentionnels figurés.

Calculs d'après l'atlas de gravimétrie R. BOLLO et J. GOGUEL [1946].

été calculés à partir des éléments fournis par l'atlas de gravimétrie de R. BOLLO et J. GOGUEL [1946].

Un deuxième exemple d'interprétation approchée est représenté sur la fig. 5, qui concerne un profil recoupant le prolongement oriental caché de l'axe granitique de Thouars. On remarque que la superposition entre la courbe expérimentale et la courbe calculée est meilleure pour un modèle de cylindre horizontal, plutôt que pour un corps prismatique de forme comparable à celle utilisée pour interpréter l'anomalie là où la granodiorite affleure. Il serait évidemment téméraire d'en déduire que le cylindre horizontal représente mieux la réalité géologique ! Notons simplement que si l'on utilise le contraste de densité précédemment calculé (+ 0,08), on obtient un corps dont la partie supérieure est très peu profonde; ceci n'est pas incompatible avec les données de forages qui montrent un lent ennoiement du socle sous la Marche. Rien ne nous autorise cependant à supposer que la densité de la granodiorite de Thouars

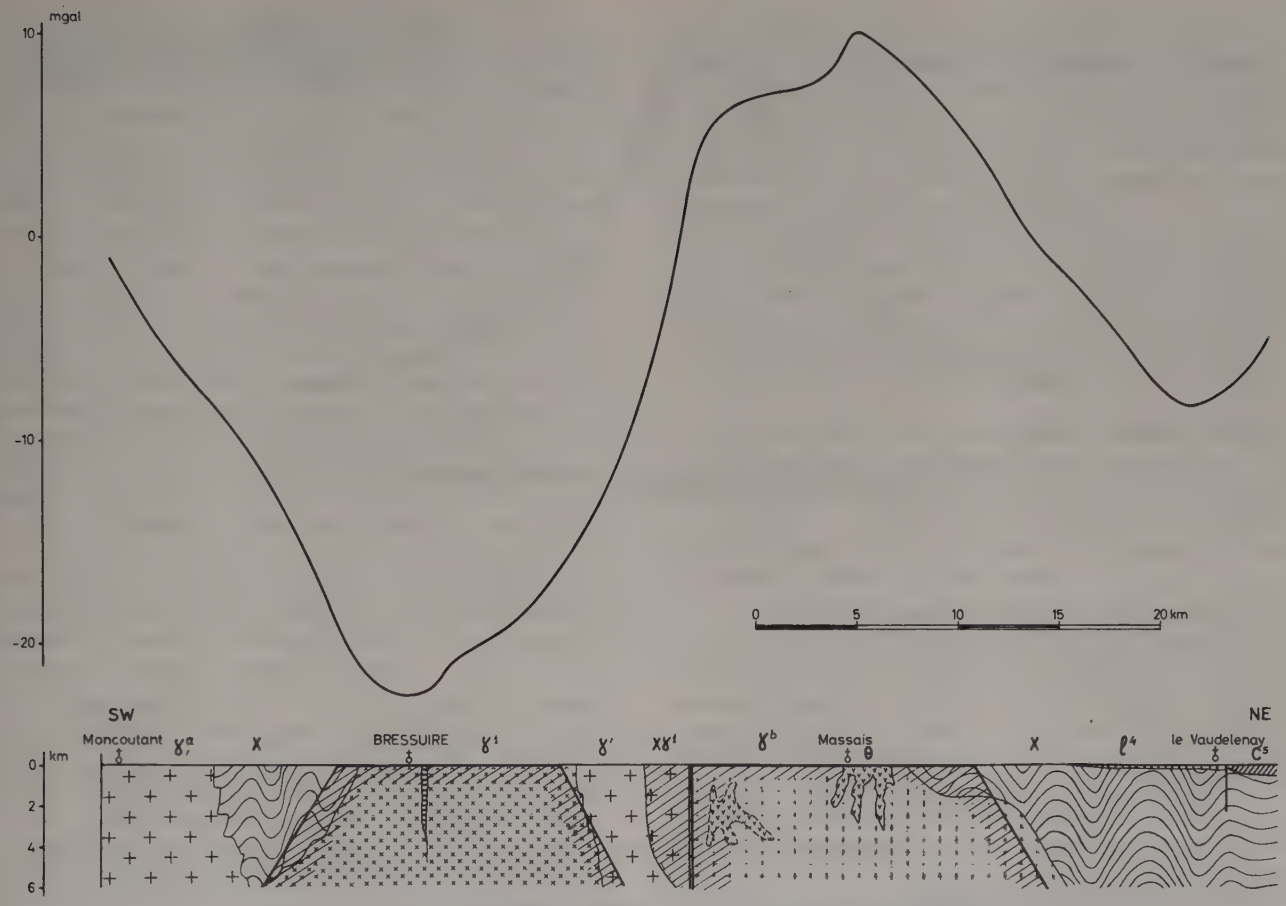


FIG. 4. — *Profil gravimétrique A′ et coupe géologique correspondante.*

La coupe géologique correspondant au profil A′ (*cf.* fig. 3 et 14), qui se rapproche le plus du profil moyen interprété, a été dessinée en intégrant les données des modèles calculés.

Notations géologiques de la carte à 1/80 000 :

- C^5 : Cénomanien
- l^4 : Aalénien et Toarcien
- x : Briovérien
- $x\gamma^1$: Briovérien granulitisé
- γ, a : Granite à biotite et amphibole de Montcoutant
- γ, : Granite à biotite des Aubiers
- γ^b : Granite de Thouars
- γ^1 : « Granulite »
- θ : Diorite et gabbro

n'a pas varié sur 100 km, puisque ce granite est au contraire caractérisé par sa grande hétérogénéité pétrographique, bien mise en évidence par la cartographie aéromagnétique. On conçoit, à partir de cet exemple, que nous ayons effectué un nombre très restreint d'interprétations quantitatives des cartes de l'anomalie de Bouguer.

1.1.4 — Calcul et interprétation du gradient vertical

L'intérêt théorique de la transformation d'une carte du champ en sa dérivée première ou seconde est apparu aux géophysiciens depuis longtemps [H.M. EVJEN, 1936]. Mais jusqu'ici on n'utilisait pratiquement que des formules de calcul — grilles centrées de coefficients ou jeu de coefficients pour des moyennes de points situés sur des cercles — qui non seulement étaient approchées, mais surtout n'étaient que peu ou pas contrôlables en ce qui concerne l'effet de lissage (ou filtrage des hautes fréquences). Ce dernier était en fait fixé par le choix initial, en pratique ni révisable ni ajustable, du pas d'échantillonnage. Cela revenait à choisir un filtre sans avoir pu au préalable analyser les caractéristiques du mélange à séparer. Les cartes obtenues étaient regardées comme interprétables seulement qualitativement, surtout pour séparer les anomalies coalescentes. Les géophy-

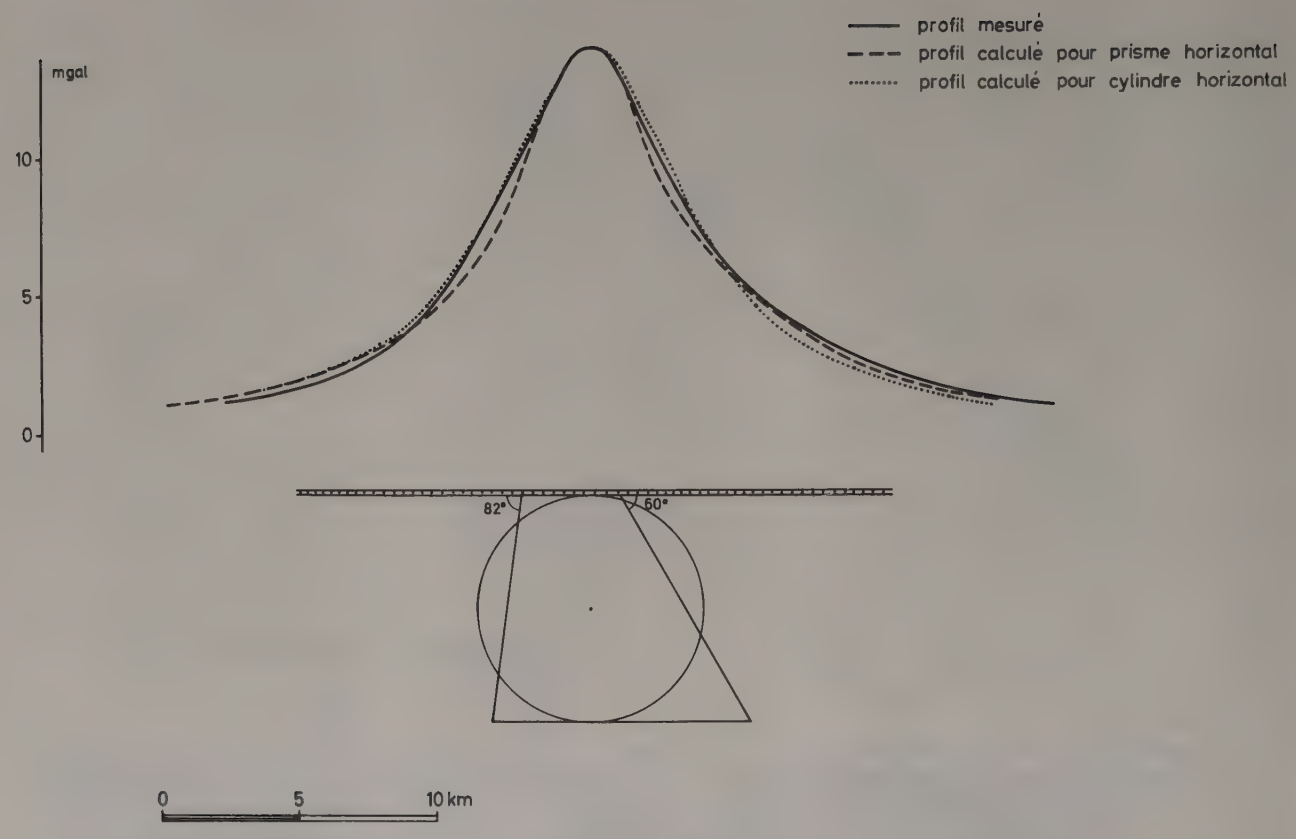


FIG. 5. — *Interprétation du profil gravimétrique H, situé sur le prolongement oriental de la granodiorite de Thouars.*
Le profil est localisé sur la fig. 14.
Calculs d'après l'atlas de gravimétrie de R. BOLLO et J. GOGUEL [1946].

siciens ont donc cherché soit à obtenir des dérivées exactes instrumentalement en mesurant directement le gradient vertical, soit surtout à élaborer des méthodes de calcul à l'ordinateur de cartes transformées, et plus généralement des procédures complètes d'interprétation qui prennent pleinement en compte les nécessités pratiques de la séparation par des filtrages convenablement choisis.

La méthode d'interprétation utilisée par le B.R.G.M., qui s'appuie sur un ensemble de programmes appelé SIGMA (software pour l'interprétation gravimétrique et magnétique assistée par ordinateur), a été mise au point par P. GRIVEAU [1970], et A. GERARD et P. GRIVEAU [1971]. Elle consiste au départ, grâce à une analyse double de Fourier (suffisante en ce qui concerne le pas d'échantillonnage, le découpage latéral et les bordures), à exprimer en termes « fréquentiels » une information « spatiale » utile, substituable à celle contenue dans la carte originelle, c'est-à-dire à représenter de façon adéquate la distribution des anomalies du champ donné comme une somme finie de termes périodiques.

Les avantages sont alors considérables à passer par l'intermédiaire de la transformée de Fourier : filtrage aisé des fréquences jugées parasitées, et surtout passage (en transformées) de la distribution du champ donné au niveau z_1 à la distribution des dérivées verticales premières et secondes à une cote z_1 ou z_2 (z_2 extérieure aux sources) par simple application d'un opérateur fréquentiel multiplicatif. Celui-ci est égal à :

$2\pi l$ pour le passage en gradient vertical
$4\pi^2 l^2$ pour la dérivée seconde
$e^{2\pi l(z_2-z_1)}$ pour le prolongement vertical de z_1 à z_2,

l étant la fréquence d'espace dont les composantes selon les axes des x et des y seraient u et v, avec : $l = \sqrt{u^2 + v^2}$.

Par exemple si l'on appelle $F(u, v, z)$ la transformée de Fourier en x et y d'un champ $f(x, y, z)$, on aura pour la transformée de Fourier de son gradient vertical prolongé de z_1 à z_2 l'expression :

$$F'(u,v,z_2) = F(u,v,z_1) \cdot 2\pi l \cdot e^{2\pi l(z_2-z_1)}$$

Le passage étant ainsi assuré (analyse de Fourier finie suivie de l'application d'un opérateur exact), il

ne reste plus qu'à effectuer la synthèse de Fourier pour obtenir la distribution du champ ou de son gradient vertical à la profondeur choisie. Chacune de ces opérations pouvant se combiner à des filtrages appuyés sur une analyse spectrale préalable, l'exactitude, en même temps que la séparation des anomalies sur les cartes obtenues, pourra être suffisante pour en permettre l'interprétation quantitative.

L'analyse spectrale des données permet de choisir avec précision le filtrage des fréquences élevées le plus adapté à la qualité de l'information et au problème posé. Le *facteur de coupure*, FC, a été défini unidimensionnellement comme le rapport entre le nombre de composantes fréquentielles retenues et le nombre total de composantes fréquentielles, c'est-à-dire le nombre de points d'échantillonnage, bordures comprises [A. Gerard et P. Griveau, 1972]. Le filtrage additionnel réduit donc dans le rapport FC — réglable de façon quasi-continue — la fréquence de coupure des données, initialement égale à l'inverse du double pas d'échantillonnage. On peut reconstituer la carte du champ filtré et la comparer, ainsi que les résidus, à celle du champ original.

Le système SIGMA * n'est pas un procédé automatique d'interprétation, mais un système de programmes à options multiples servant de base à une méthode d'interprétation par étapes, assistée certes, mais dans laquelle les choix successifs de l'interprétateur, tout en étant éclairés et facilités par les calculs, jouent un rôle essentiel. La méthode est conçue en fait pour sauvegarder le plus de liberté possible à l'interprétateur, en lui fournissant à chaque étape de décision le maximum d'informations utiles. La liberté et la hiérarchisation des choix sont rendus possibles grâce à la visualisation des résultats intermédiaires. Enumérons ces possibilités :

— Choix d'un pas initial d'échantillonnage de la carte en fonction de la qualité des mesures et du problème posé; choix des limites de découpage latéral et de la largeur des bordures de recouvrement et de raccordement.

— Choix d'un filtrage additionnel des hautes fréquences, qui est éclairé par l'analyse spectrale et contrôlé par l'examen des résidus.

— Choix d'une transformation préalable de la carte, en principe par passage en gradient vertical, avec l'effet d'atténuer fortement les basses fréquences (les régionaux) et de concentrer les anomalies locales. Cet effet peut encore être renforcé par des transformations convenablement choisies de prolongement vers le bas (et en magnétisme de réduction au pôle). Ces transformations préalables restent en elles-mêmes objectives, étant calculées sur une base exacte en soi au regard de l'information retenue.

— Choix initial des contours horizontaux pour les modèles d'interprétation, verticalement simplifiés mais tridimensionnels, établis d'après les séparations et concentrations des contours des anomalies locales obtenues sur les cartes transformées.

— Choix des corrections et vérification itérative de ces modèles par comparaison de l'effet théorique et des données expérimentales. L'effet théorique peut être calculé selon les mêmes conditions de découpage, filtrage et transformation que celles utilisées pour les données expérimentales.

Dans la mesure où nous allons utiliser fréquemment, tant en gravimétrie qu'en magnétisme, les résultats d'interprétation sur gradient vertical, prolongé ou non, obtenus selon la procédure SIGMA, nous croyons utile de souligner et d'illustrer les principaux avantages de son emploi.

• D'emblée on peut remarquer, avec A. Gerard et P. Griveau [1972], qu'il existe une équivalence entre transformations convolutives du champ et transformations convolutives des sources; en d'autres termes que tout se passe comme si l'on effectuait une opération convolutive sur l'ensemble des densités sources : pour un prolongement du champ la translation verticale de celles-ci, pour un passage en gradient vertical la transformation des densités unipolaires (du type gravifique) en densités bipolaires (du type magnétique). Ceci peut être illustré par la fig. 6. Pour la structure dessinée l'effet gravimétrique de chacun des trois schémas est rigoureusement équivalent. On peut dire que le gradient vertical du champ de pesanteur créé par cette structure est équivalent au champ de pesanteur que créeraient les quatre plaques minces (fig. 6 c) ayant des densités $\sigma = d/\Delta Z$, $\sigma_1 = d/\Delta Z \cos \varphi_1$ et $\sigma_2 = d\Delta Z \cos \varphi_2$. Cette transformation nous permettra ainsi, si l'on est capable de formuler une approximation valable sur la forme du corps à l'origine d'une anomalie, de positionner aisément celui-ci en profondeur sans faire d'hypothèse *a priori* sur la densité, donc de lever dans ce cas l'ambiguïté principale qui nous avait empêché d'effectuer de multiples interprétations quantitatives des anomalies du champ de pesanteur.

• Comme nous l'avons déjà indiqué le gradient vertical présente un pouvoir séparateur bien supérieur à celui du champ. La figure 7 illustre comment, dans la région de Chinon, le calcul de la dérivée première fait apparaître plusieurs anomalies parallèles à la grande anomalie de Saumur qui, si l'interprétation avait été réalisée en champ à l'aide d'un seul corps perturbateur, auraient considérablement faussé celle-ci.

• Le passage au gradient vertical permet d'affaiblir considérablement les champs régionaux à l'échelle

* Ce paragraphe a été rédigé en collaboration avec P. Griveau.

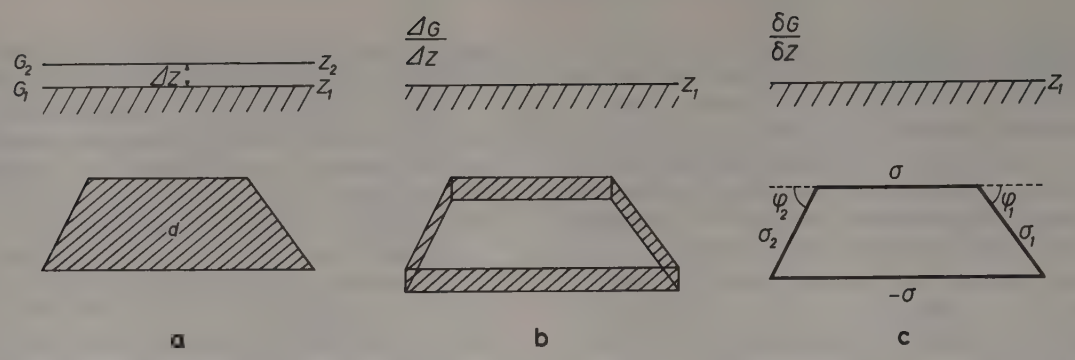


FIG. 6. — *Equivalences pour le calcul du gradient vertical d'une anomalie du champ de pesanteur provoquée par un corps prismatique*

G_1 = champ de pesanteur au niveau de mesure Z_1.
G_2 = champ de pesanteur à la cote Z_2.
Le gradient vertical du corps *a* est équivalent au champ de *b* ou *c*.

de la carte traitée et d'éliminer le terme constant. On peut ainsi connaître un zéro très proche du zéro exact du gradient vertical interprété. En effet les opérations de convolution effectuées pour son calcul affaiblissent ou éliminent les composantes du champ dont la longueur d'onde est élevée et amplifient les courtes périodes avec un coefficient directement proportionnel à leur fréquence.

• Une autre conséquence de ce phénomène est de faire apparaître les discontinuités qui existent dans la répartition des masses à l'origine des anomalies, discontinuités représentées par l'information de courte longueur d'onde. Dans la mesure où existent dans le sous-sol des contrastes de densité tranchés pouvant être représentés par des faces verticales (c'est fréquemment le cas dans le socle antépermien, où dominent les contacts géologiques subverticaux), la carte du gradient vertical permet le positionnement aisé de ces faces. Les figures 8 et 9, établies à partir de la notice de la feuille de Bourges à 1/320 000, en fournissent un exemple.

• Le gradient vertical est beaucoup plus sensible que le champ à de faibles variations de profondeur de la structure à l'origine de l'anomalie. Si l'on reprend par exemple l'anomalie de Marchenoir, située entre Vendôme et Orléans, on remarque sur un profil transversal (fig. 9) qu'un déplacement vertical du modèle théorique tel que son toit varie de 0,6 km à 1,4 km de profondeur, passe pratiquement inaperçu en champ alors qu'en gradient vertical on pourra apprécier des variations de profondeur de l'ordre de 0,2 km. L'ajustement des courbes est le meilleur pour 0,8 km. Dans le cas de la structure de Marchenoir un sondage a trouvé du granite à 826 m, mais il n'est pas situé sur la partie la plus élevée du modèle gravimétrique (figure 8).

• En combinant les deux remarques précédentes, on voit que, si une anomalie est suffisamment contrastée pour pouvoir être valablement interprétée à l'aide d'un modèle prismatique limité par des arêtes horizontales et verticales, celles-ci pourraient être positionnées avec un degré d'approximation suffisant grâce au gradient vertical. Il sera possible d'améliorer le résultats par la comparaison de la carte du gradient calculée pour ce modèle avec la carte du gradient expérimental, et en modifiant sensiblement les arêtes du modèle jusqu'à ce que la concordance soit satisfaisante. Dans des cas simples, l'ajustement de la profondeur en même temps que la détermination du contraste de densité pourront alors se faire automatiquement par la détermination fréquentielle d'un opérateur de prolongement [A. GERARD et P. GRIVEAU, 1971].

• Une utilisation intéressante de l'information fréquentielle nécessaire au calcul du gradient vertical a été signalée par ces auteurs. Il s'agit du calcul d'indices de profondeur dans les cas où les sources peuvent être considérées comme réparties sur un ou plusieurs plans parallèles au niveau de mesure, ce qui peut être le cas lorsque les contrastes de densités sont essentiellement situés à la limite, à une profondeur *h*, entre un socle subhorizontal et des couches sédimentaires homogènes. Le spectre logarithmique de l'énergie du champ créé par ces sources se présente alors statistiquement sous la forme d'une droite dont la pente est proportionnelle à *h*.

• Signalons enfin comme un avantage supplémentaire fourni par le gradient vertical la possibilité d'utiliser pour l'interprétation gravimétrique les multiples abaques existant pour interpréter les anomalies magnétiques, en choisissant une inclinaison de 90°, puisque le gradient vertical du champ de pesanteur créé par une structure de densité homogène est strictement proportionnel au champ magnétique que créerait la même structure aimantée verticalement par induction.

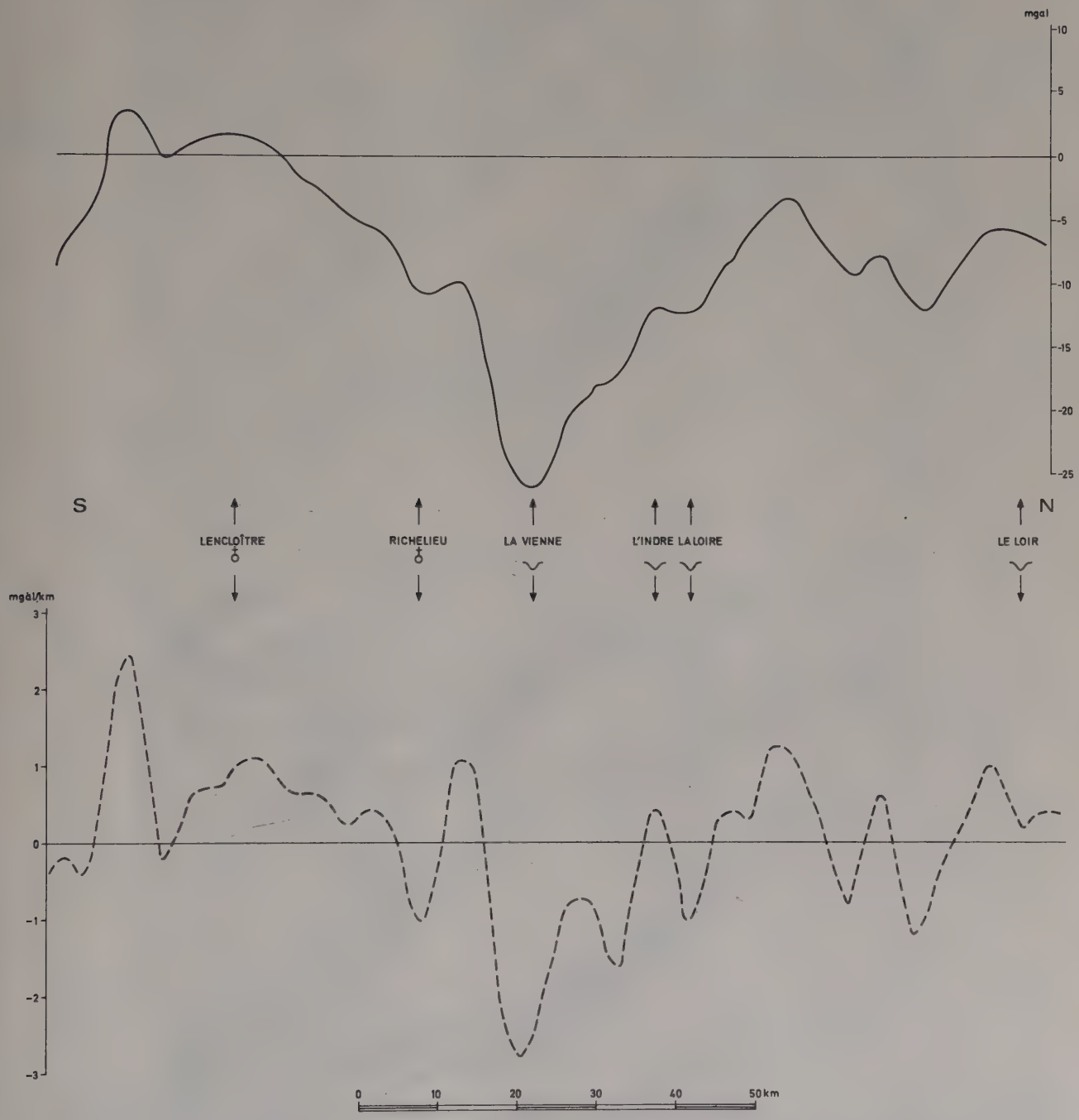


FIG. 7. — *Profil comparé entre anomalies du champ de pesanteur et gradient vertical, en Touraine.*

Le gradient vertical (profil en tireté) sépare parfaitement les anomalies situées en bordure de l'anomalie gravimétrique négative de la Vienne et qui correspond au prolongement oriental du batholite non affleurant de Saumur.

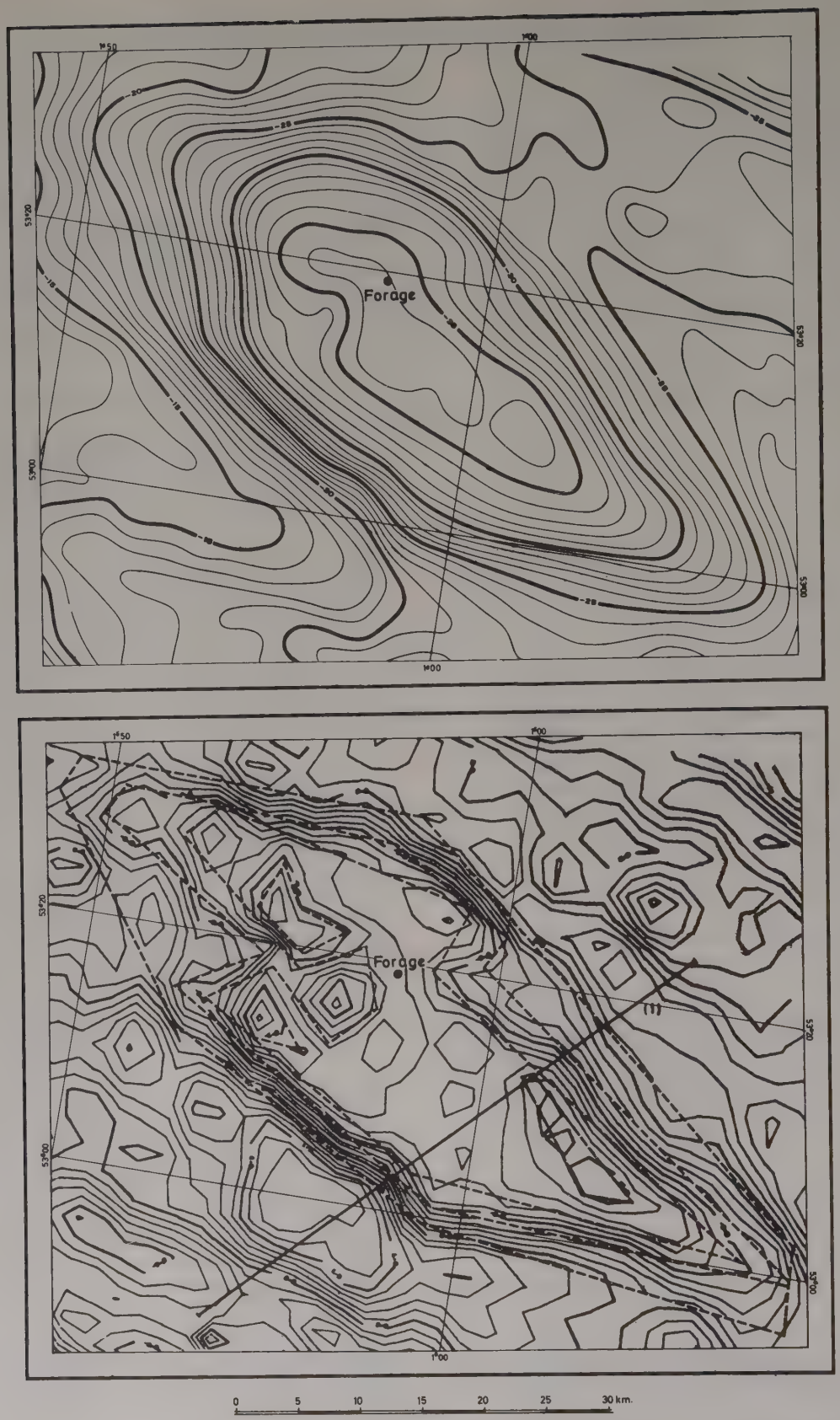


FIG. 8. — *Anomalie gravimétrique de Marchenoir. Comparaison entre la carte du champ* (en haut) *et du gradient vertical* (en bas), *d'après* N. DEBEGLIA [1972]

La distribution du champ a été relevée aux nœuds d'une grille carrée de pas 2,0 km.
Le facteur de coupure pour le calcul du gradient vertical est FC = 0,6.
Le tireté marque la trace des faces verticales limitant le modèle calculé (*cf.* fig. 10).

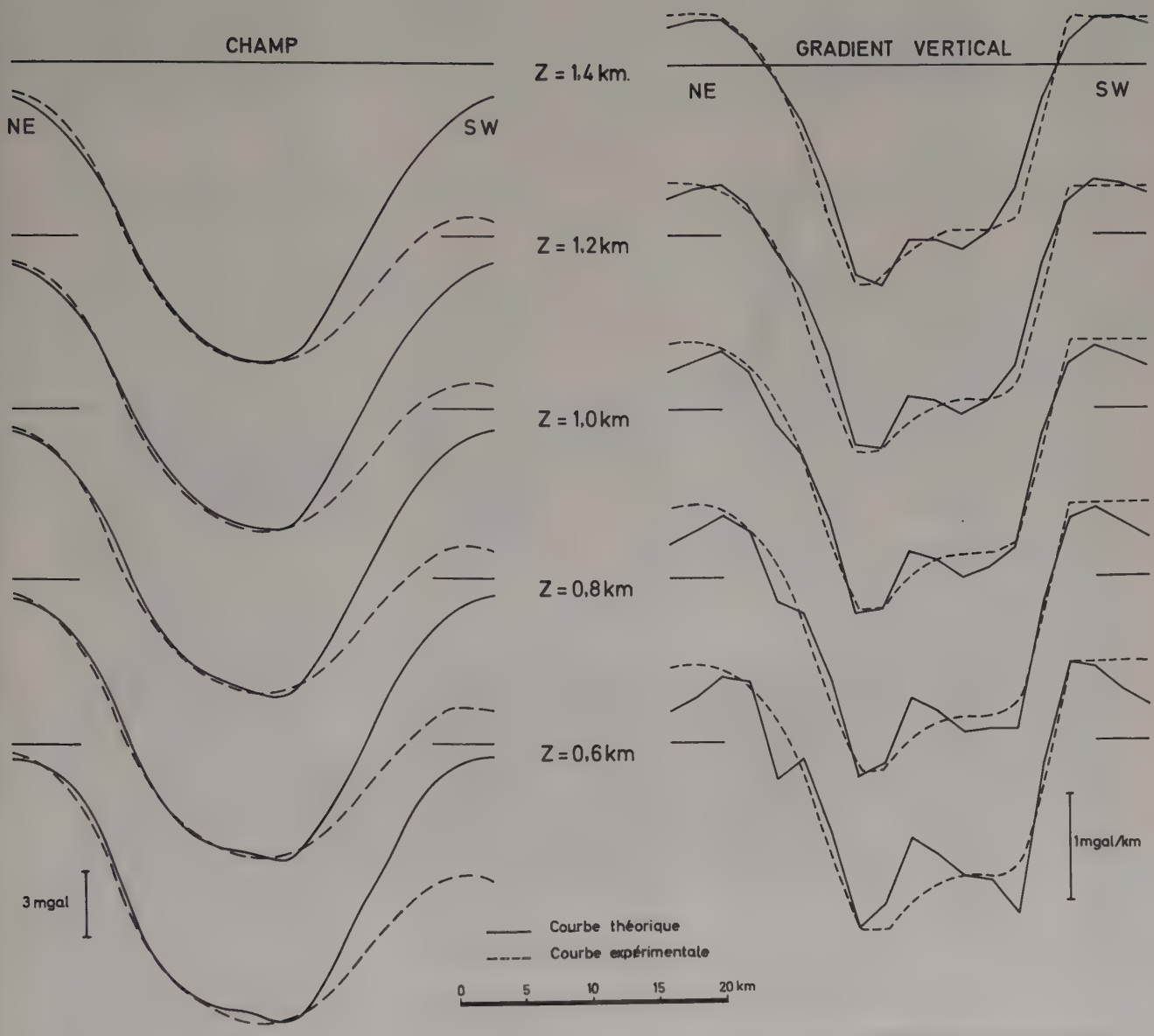


FIG. 9. — *Profil* (1) *transversal à l'anomalie de Marchenoir, interprétation en champ et en gradient pour différentes profondeurs.*

Le modèle dessiné sur la figure 10 a été descendu de 0,2 km en 0,2 km. On remarque que la meilleure correspondance se situe entre 0,8 et 1 km de profondeur sur les courbes du gradient (le critère d'appréciation essentiel est la superposition des courbes théoriques et expérimentale sur les flancs de l'anomalie). Les variations sont par contre pratiquement indiscernables sur les profils de l'anomalie du champ de pesanteur.

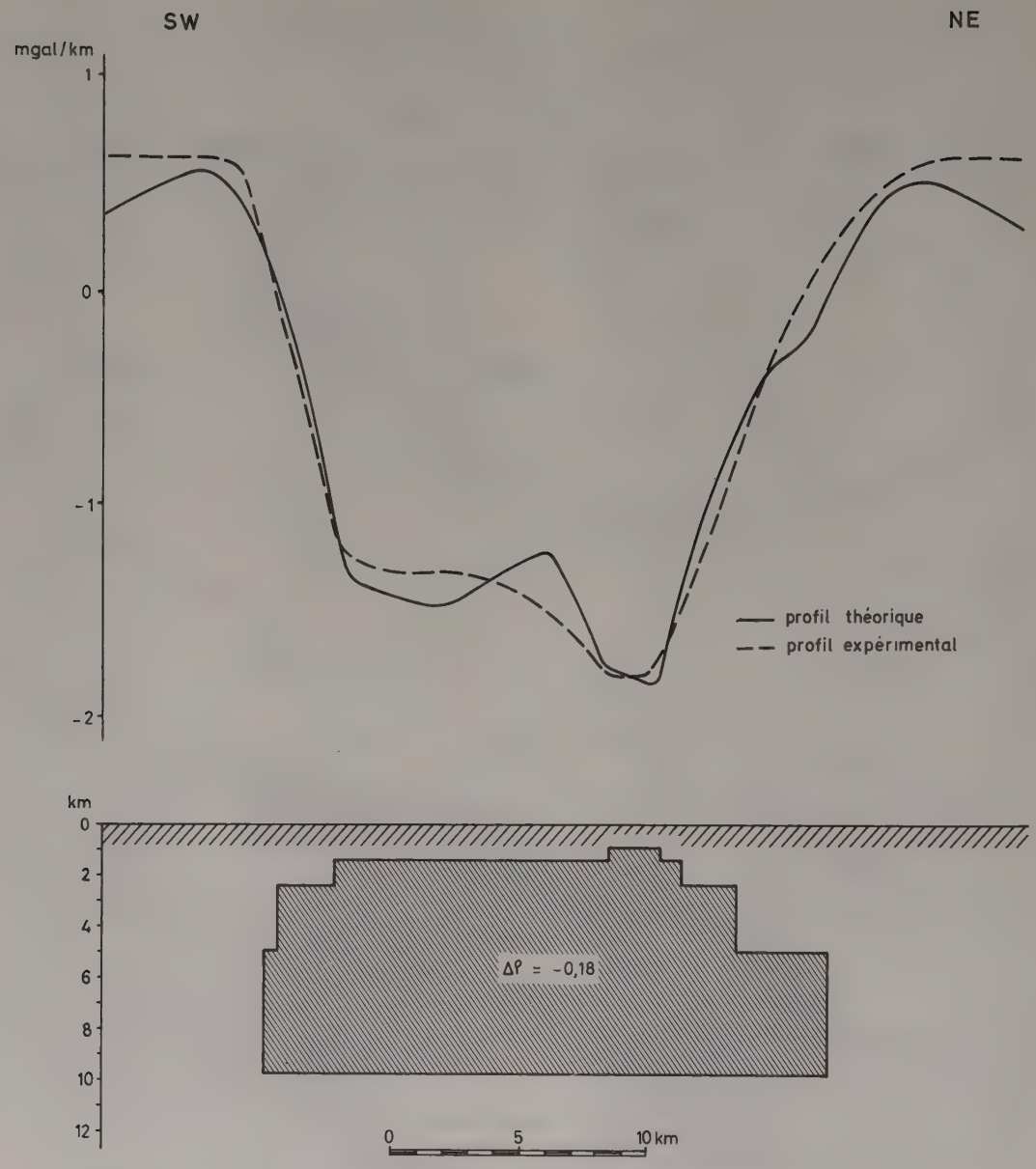


FIG. 10. — *Profil* (1) *tranversal à l'anomalie de Marchenoir, et interprétation correspondante* (*gradient vertical*). La profondeur de la face supérieure à été choisie égale à 0,9 km.

1.1.5 — Description et interprétation des principales anomalies gravimétriques

La carte gravimétrique à l'échelle du 1/500 000 donnée en pochette permet de situer les prolongements sous le Bassin de Paris des principales unités géologiques des massifs de bordure. Aussi est-ce par référence à ces unités que nous décrirons et interpréterons les anomalies les plus marquantes. Il ne saurait être question d'énumérer la totalité des anomalies apparaissant sur la carte, ni *a fortiori* de fournir une hypothèse sur leur origine. Le lecteur désireux d'avoir des informations plus détaillées pourra se reporter aux cartes hypogéologiques à 1/250 000*, qui

* *Cf.* thèse C. WEBER [1972].

ont été établies à partir de l'interprétation synthétique des différentes méthodes géophysiques.

Nous distinguerons les secteurs suivants :
— le prolongement de la zone centrale armoricaine;
— le prolongement de la zone sud-armoricaine;
— les raccords vendéo-limousins;
— le Morvan et ses bordures nivernaises et bourguignonnes;
— la zone de la Loire méridienne.

1.1.5.1. Le prolongement de la zone centrale armoricaine.

La « fosse » centrale armoricaine est caractérisée sur les cartes gravimétriques de Bretagne par l'absence d'anomalies importantes, seules de faibles anomalies positives (de l'ordre de 5 mgal) étant constatées à l'aplomb des synclinaux paléozoïques. Les bordures nord et sud de la « fosse » sont par contre marquées par des gradients horizontaux très nets, au contact des granites mancelliens ou damnonéens au Nord et de l'axe gneissique de Lanvaux au Sud (on pourra, pour une description géologique plus complète, se reporter au chapitre 2.1)*.

On retrouve les mêmes caractéristiques gravimétriques dans la région du Bassin de Paris comprise entre la limite septentrionale de notre étude, les vallées de la Loire et du Cher au Sud et une ligne Vierzon - Orléans à l'Est. Il existe cependant une anomalie négative importante (amplitude d'une vingtaine de milligals), celle de Marchenoir, dont l'interprétation a été donnée à titre méthodologique dans le paragraphe 1.1.4. Nous savons, grâce à un sondage pétrolier, qu'elle correspond à un batholite granitique. Son orientation (N 125°) est, sur la carte du champ, plus oblique que les directions générales armoricaines dans le secteur (N 110°). De fait on observe sur la carte du gradient vertical que l'anomalie de Marchenoir se décompose en deux parties, probablement séparées par un accident médian, l'orientation de chacune d'elles paraissant concordante avec son environnement.

On trouve au Sud Ouest de Marchenoir une alternance assez régulière d'axes positifs et négatifs, qui, par continuité avec le Massif armoricain, se rapportent certainement aux synclinaux paléozoïques et au Briovérien. Une anomalie positive assez intense (12 mgal), 5 km au Sud de Noyant, peut retenir notre attention. Elle semble trop forte pour marquer le simple prolongement de la partie nord du synclinorium d'Angers. Le fait qu'elle se superpose à une anomalie magnétique subcirculaire (La Pellerine) nous laisse penser à une origine liée à une intrusion de roches basiques dans le socle.

Au niveau de la vallée du Cher, on remarque une anomalie négative E-W, de quelques milligals. C'est la seule trace sur la carte gravimétrique de la profonde fosse permienne décelée grâce aux sondages de Contres et dont les limites ont pu être précisées par sismique réfraction.

1.1.5.2. Le prolongement de la zone sud armoricaine.

L'originalité gravimétrique de cette zone est donnée par de longs axes négatifs correspondant à des granites. Les deux plus caractéristiques sont l'axe de Lanvaux et l'axe marquant les granites liés à la zone broyée sud armoricaine. Ce dernier sera plus spécialement étudié dans les raccords Vendée - Limousin. On note également d'importantes anomalies positives, la plus caractéristique étant située à l'aplomb de la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux et des roches basiques qui y sont associées.

L'axe négatif associé à la bande orthogneissique de Moellan - Lanvaux représente un des traits les plus caractéristiques de la carte gravimétrique de la moitié nord de la France. Il peut être en effet suivi sur plus de 300 km, alors que le massif de Lanvaux se termine au niveau de Redon. Seul un petit témoin au Nord de Bécon-les-Granits marque en surface le prolongement de cet axe. Nous avons montré par ailleurs [C. Weber, 1967] quelles pouvaient être les relations entre l'axe de Lanvaux et son prolongement au-delà d'Angers, notamment par l'anomalie de Saumur. Nous reprendrons ces hypothèses dans l'interprétation géologique synthétique qui sera donnée au chapitre 2.3 *. Indiquons simplement ici que l'on peut parler d'un batholite de Saumur, puisque le granite a été rencontré au sondage de Brézé. Il semble s'agir d'un leucogranite pouvant être mis en corrélation avec les affleurements méridionaux de Bécon-les-Granits [R. Bollo, 1954].

On remarque un changement net dans l'orientation de l'axe Lanvaux - Saumur, qui passe au niveau de Chinon d'une direction « sud armoricaine » (N 120°) à une direction E-W, puis même N 60°. D'après N. Debeglia [1972] on assisterait également à ce niveau à un approfondissement très net du toit du granite, qui passerait de la cote — 130 m à Brézé à — 1 000 m environ pour sa terminaison orientale.

L'axe de Saumur est interrompu au niveau de Loches, une faille de décrochement pouvant expliquer sa virgation vers le Nord. Il reprend plus à l'Est par l'anomalie de Vatan, à laquelle les similitudes gravi-

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 4-1973.

FIG. 11. — *Carte du gradient vertical du champ de pesanteur dans la région d'Issoudum, et localisation des coupes interprétés en fig. 12.*

La facture de coupure est FC = 0,6, le pas d'échantillonnage 2 km.
L'espacement des courbes est de 0,2 mgal/km.

métriques et les corrélations magnétiques avec l'anomalie de Saumur permettent d'attribuer une origine également granitique. De fait la carte du gradient vertical (fig. 11) montre que l'anomalie de Vatan se décompose en réalité en trois : l'axe de Vatan proprement dit, et au Sud-Est la double anomalie négative d'Issoudun.

Leur interprétation (fig. 12) donne une profondeur pour ces corps supposés granitiques de 1 400 m (Vatan) et de 1 200 m (Issoudun nord et sud). Celles-ci sont parfaitement compatibles avec les données du sondage de Giroux, situé précisément entre les « batholites » de Vatan et d'Issoudun nord; il a rencontré du Paléozoïque inférieur ou du Briovérien à 1 300 m sous le niveau du sol.

Il est plus difficile d'interpréter l'anomalie positive située au Sud d'Issoudun, suivant une orientation N 120°. La carte du gradient indique qu'en tous cas elle doit être dissociée de la longue bande positive E-W qui se raccorde sur le Massif armoricain à la granodiorite de Thouars. Deux hypothèses quant à son origine paraissent possibles : soit des sédiments paléozoïques lourds, soit une intrusion basique (il n'existe aucune cartographie magnétique de détail dans cette région, qui pourrait apporter des informations supplémentaires). L'interprétation représentée en figure 13 indique une profondeur de 1 400 m pour la partie supérieure du corps lourd, qui paraît supérieure à celle du socle anté-triasique. La forme du corps calculé ne pourrait d'autre part représenter qu'un anticlinal, et non un synclinal. Or ce dernier correspondrait plus probablement à la relation tectonique entre des couches paléozoïques et leur substratum Briovérien. Pour ces raisons, l'hypothèse d'un corps basique nous paraît la plus probable.

Nous proposons une origine identique pour l'anomalie positive située entre les « batholites » de Saumur et Vatan, à laquelle se superpose une anomalie

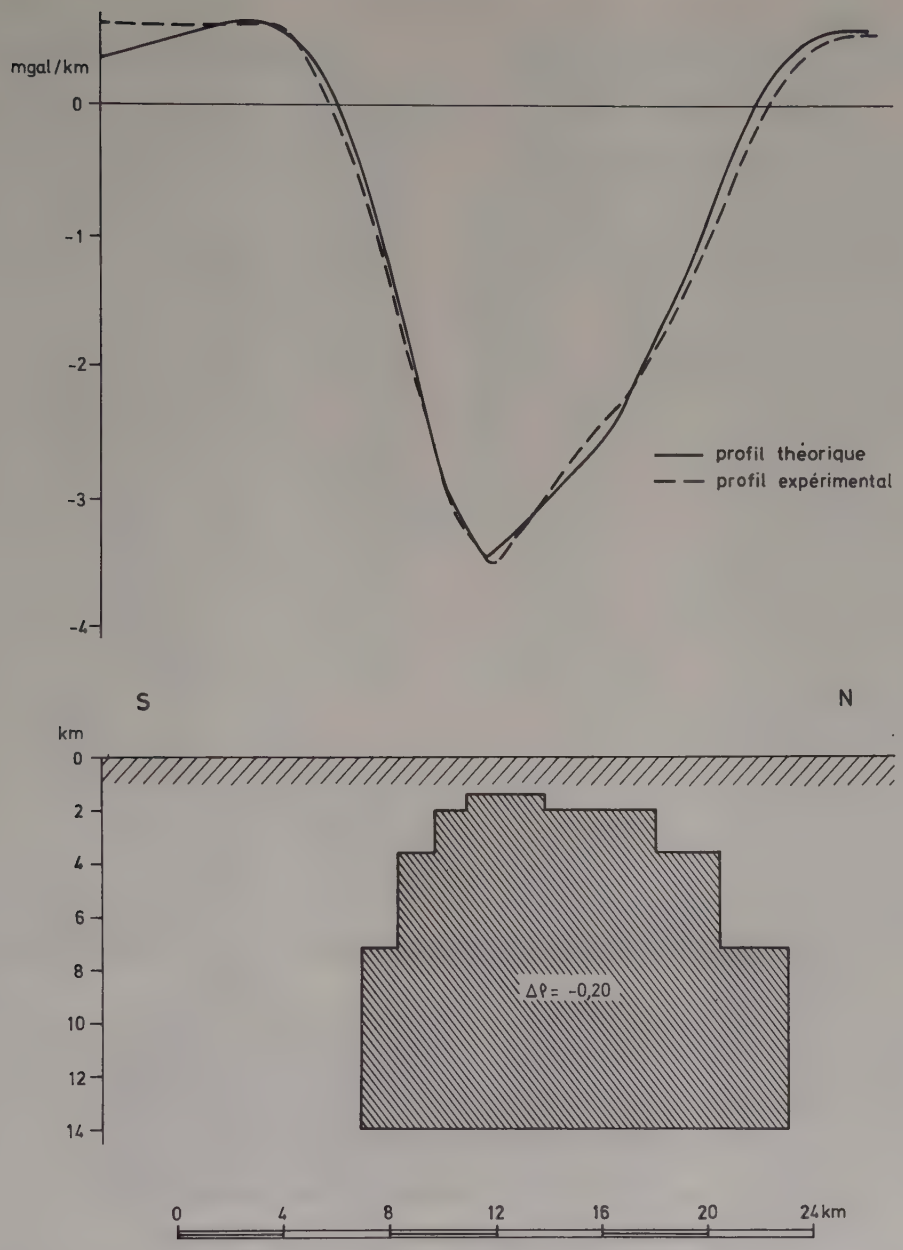


FIG. 12. — *Interprétation de l'anomalie gravimétrique de Vatan* [d'après N. DEBEGLIA, 1972]

Il paraît probable que, comme l'anomalie négative de Saumur, elle est due à un batholite granitique, dont la forme peut être approchée par le modèle représenté.

magnétique. Son interprétation en gradient vertical du champ de pesanteur donne une profondeur possible de 1 800 m. Il s'agit probablement là d'un corps lourd et magnétique situé à l'intérieur même du socle. On pourrait envisager aussi l'existence d'un corps plus superficiel, avec des limites moins tranchées, impliquant une variation progressive de la densité avec la profondeur. Il nous paraît cependant qu'un tel corps ne se traduirait pas en gradient vertical par une anomalie comportant des pentes aussi abruptes. D'autre part l'interprétation du magnétisme indique également une profondeur de 1 900 m.

On trouve entre Chatellerault et la vallée de l'Indre au Nord-Est plusieurs anomalies gravimétriques négatives, peu intenses (3 à 4 mgal), que l'on met en relation avec des bassins permo-carbonifères décelés par sondages. Il est intéressant de remarquer à ce sujet que la présence d'une fosse dans le socle

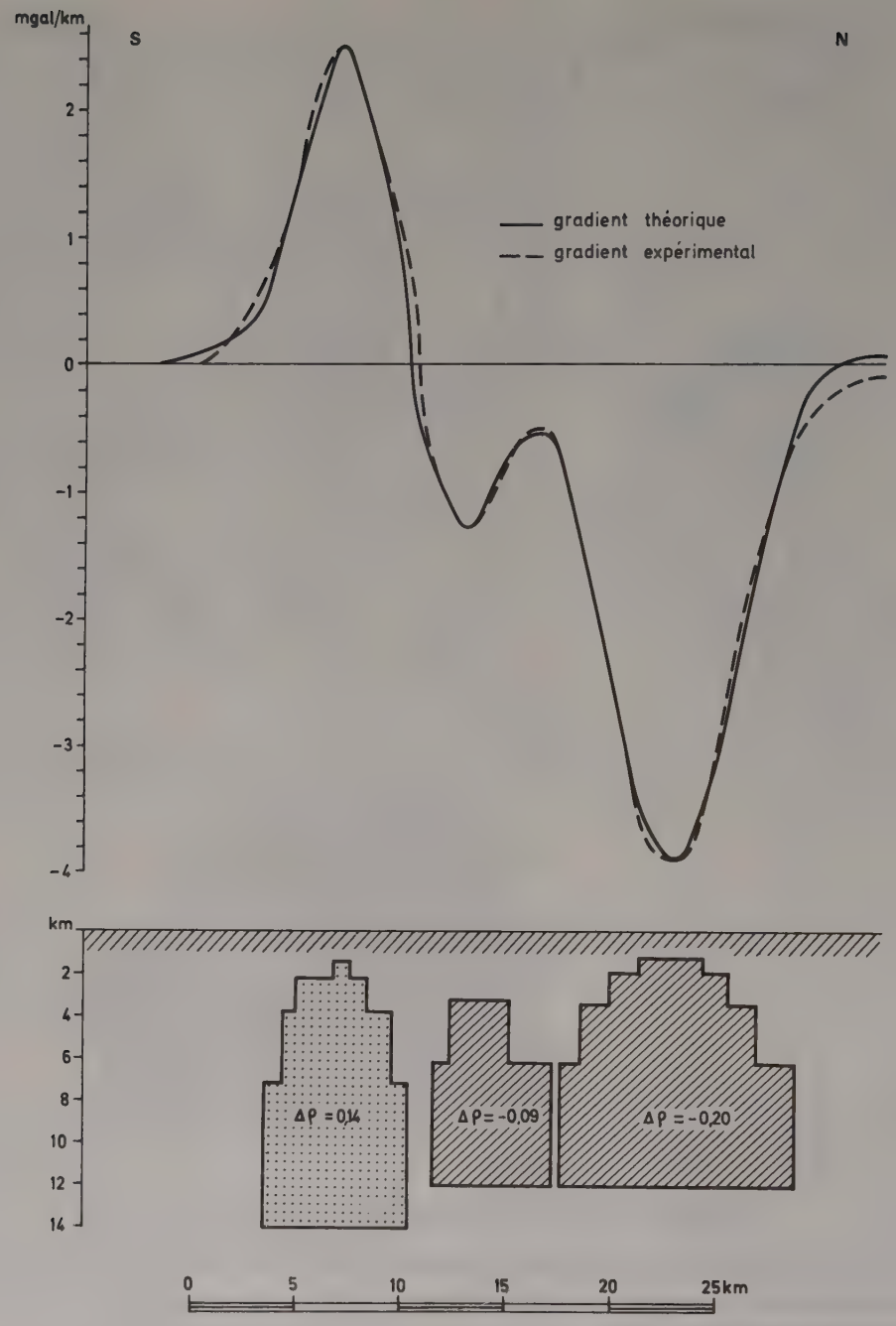


FIG. 13. — *Interprétation des anomalies gravimétriques dans la région d'Issoudum* [d'après N. DEBEGLIA, 1972].

Anomalie négative septentrionale : prolongement du « batholite » de Vatan; anomalie négative médiane : massif granitique annexe plus profond; anomalie lourde méridionale : roches basiques probables.

interprétation détaillée de la gravimétrie et du magnétisme effectuée en 1965 [J. LORNE et C. WEBER] et qu'elle a été confirmée peu après par le sondage anté-permien avait été prévue par une première d'Arpheuilles réalisé par la S.N.P.A. Celui-ci a atteint l'Autunien à — 718 m, le Stéphanien à — 1 024 m et a été arrêté dans le Stéphanien moyen à — 1 695 m.

1.1.5.3. Les raccords Vendée-Limousin.

Un trait majeur caractérise la carte gravimétrique de la Vendée septentrionale : le très fort gradient horizontal séparant l'axe positif de Thouars de l'anomalie négative de Bressuire, un des plus élevés de France (30 mgal sur 8 km). Lorsque l'on franchit le seuil du Poitou on remarque que l'axe positif se dissocie de l'axe négatif (fig. 14) ; le premier se poursuit sous la couverture sédimentaire au-delà de La Châtre, le second se raccorde au leucogranite de la Marche occidentale et bifurque ensuite d'une part vers Aigurande, suivant l'axe des différents massifs circonscrits de granites à muscovite de la série d'Aigurande, et d'autre part vers Montluçon, suivant la bande leucogranitique de la Marche orientale située sur le bord sud de la faille de Boussac. Les profils sériés montrent bien cette évolution. Les figures 3 et 4 correspondent aux profils localisés sur la Vendée. Ils ont déjà fait l'objet d'une interprétation, donnée au paragraphe 1.1.2.2. La figure 15 se rapporte aux profils sur le Poitou et la Marche. Une interprétation a été proposée pour le profil H (fig. 5).

La granodiorite de Thouars représente une exception à la règle : très généralement les granites d'Armorique et du Massif central apparaisent plus légers que leur environnement. Les caractères pétrographiques exceptionnels de ce massif (une granodiorite très riche en inclusions basiques) peuvent expliquer son comportement gravimétrique, mais aussi son aimantation élevée. De nombreuses anomalies magnétiques se superposent en effet à l'axe gravimétrique sur toute sa longueur.

L'observation des cartes de l'anomalie de Bouguer ne laisse plus subsister aucun doute sur la continuité, déjà supputée par les anciens auteurs, entre des leucogranites situés au Nord de la Fosse vendéenne et leurs homologues du Limousin septentrional, en dépit de quelques décrochements transversaux au niveau du seuil du Poitou. Nous verrons ces relations plus en détail lorsque nous serons à même d'établir la synthèse géologique de l'ensemble des interprétations géophysique (chapitre 2.4 *). Indiquons dès maintenant qu'il peut y avoir également continuité entre des anomalies positives correspondant aux formations cristallophylliennes du Limousin (anomalie de Bellac par exemple) et certaines anomalies rencontrées à l'aplomb du « Briovérien » de Vendée.

1.1.5.4. Le Morvan et ses bordures nivernaises et bourguignonnes.

Remarquons en premier lieu que les limites actuelles du Morvan n'apparaissent ni sur les cartes gravimétriques ni sur les cartes magnétiques : les failles marquant les limites est et ouest du Morvan ont un faible rejet, et l'on peut suivre aisément par la géophysique le prolongement sous le Jurassique des terrains cristallins qui réapparaissent d'ailleurs à la faveur de horsts dans le Nivernais (Saint-Saulge, Neuville) et en Bourgogne aux environs de Sombernon. Une deuxième observation liminaire est également commune à la gravimétrie et au magnétisme : il n'existe pas d'anomalie intense sur le Morvan et ses bordures, qui se présentent dans leur ensemble comme une zone cristalline homogène (si l'on excepte les bassins permiens), dont les différents éléments possèdent entre eux des contrastes de densité et de susceptibilité magnétique faibles (voir chapitre 2.1 *).

L'extrémité septentrionale du Morvan et l'Avallonnais apparaissent marqués par une alternance d'axes gravimétriques positifs et négatifs, d'orientation générale E-W, mais s'infléchissant N 100° vers la vallée de la Seine et N 75° vers la Loire. Nous décrirons successivement, du Sud au Nord, les unités suivantes :

— une anomalie positive se trouve à l'aplomb des anatexites de Chastellux-sur-Cure; elle est limitée au Nord par un fort gradient correspondant à la fracture du sillon houiller de Sincey-les-Rouvray. L'anomalie se poursuit vers l'Ouest jusqu'aux environs de la Charité-sur-Loire, de manière discontinue (*cf.* fig. 16) ;

— le trait le plus caractéristique de la zone étudiée est donné par le grand arc d'anomalies négatives allant de la Loire jusqu'aux sources de la Seine. Il prend le Morvan en écharpe au niveau de la bande de leucogranite d'Avallon. On peut donc, suivant toute vraisemblance, supposer que ces granites à muscovite, fort peu représentés en affleurement sur le Morvan, constituent de fait une unité importante, s'étendant sur plus de 130 km;

— plus au Nord, au niveau de Montbard, on retrouve un axe d'anomalies positives, parallèle au précédent mais nettement plus discontinu. La carte du gradient vertical (fig. 16) permet néanmoins de la suivre jusqu'à la vallée de la Loire. Par analogie avec l'axe positif de Chastellux, nous l'avons interprété comme lié à une bande de terrains cristallophylliens, auxquelles peuvent être associées des roches basiques (anomalies magnétiques). A propos de la relation entre les anomalies gravimétriques et magnétiques de Montbard nous donnerons plus loin une interprétation quantitative de chacune de celles-ci. Elle fait apparaître que le socle s'ennoie très lentement sous les assises liasiques.

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 4-1973.

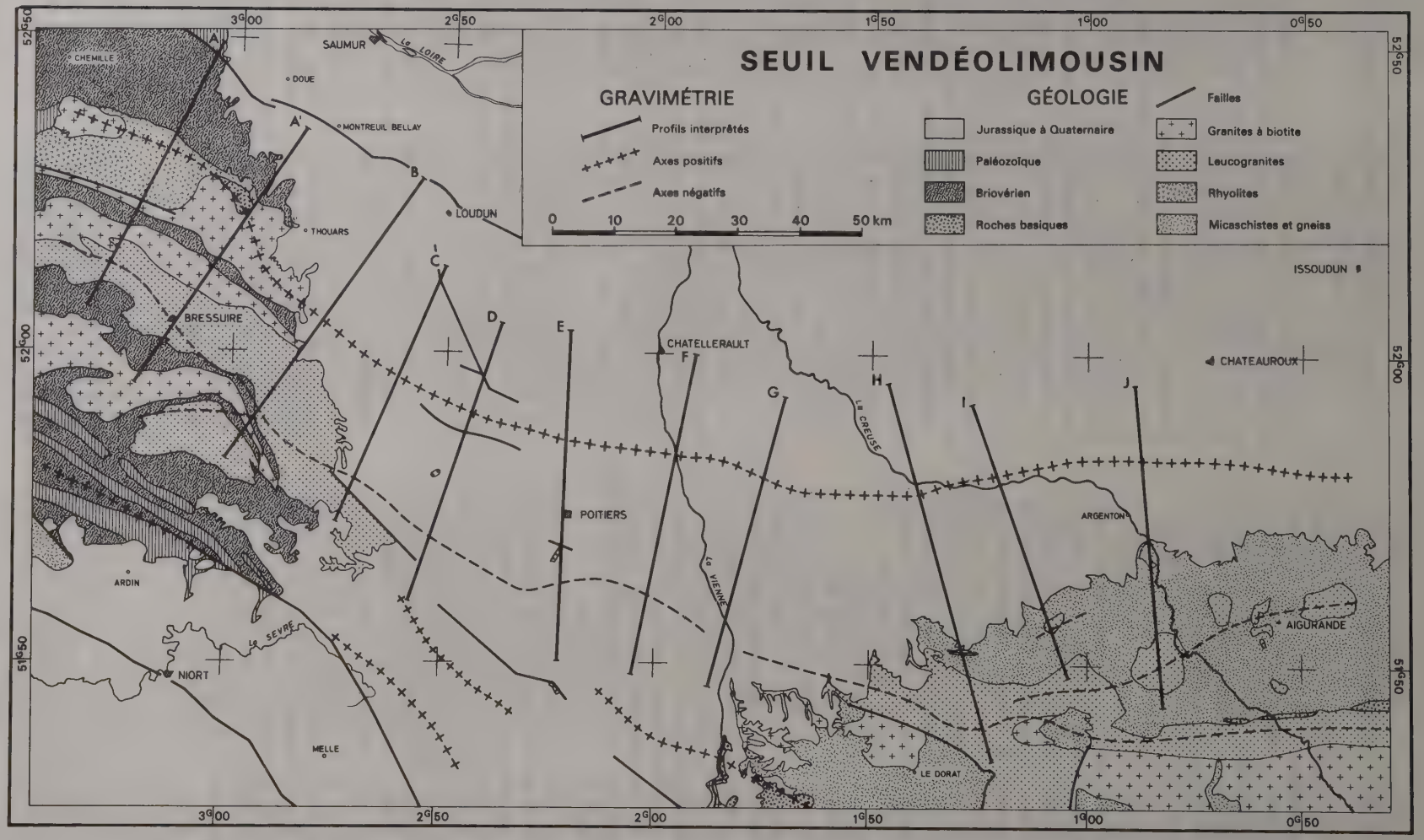


FIG. 14. — *Schéma géologique montrant le prolongement vers le Nord du Massif central des axes gravimétriques vendéens.*

On remarque principalement l'axe positif correspondant à la granodiorite de Thouars et l'axe négatif lié aux leucogranites de Bressuire et de la chaîne de la Marche.

Localisation des coupes données en figures 3 et 15 et interprétées en figures 4 et 5.

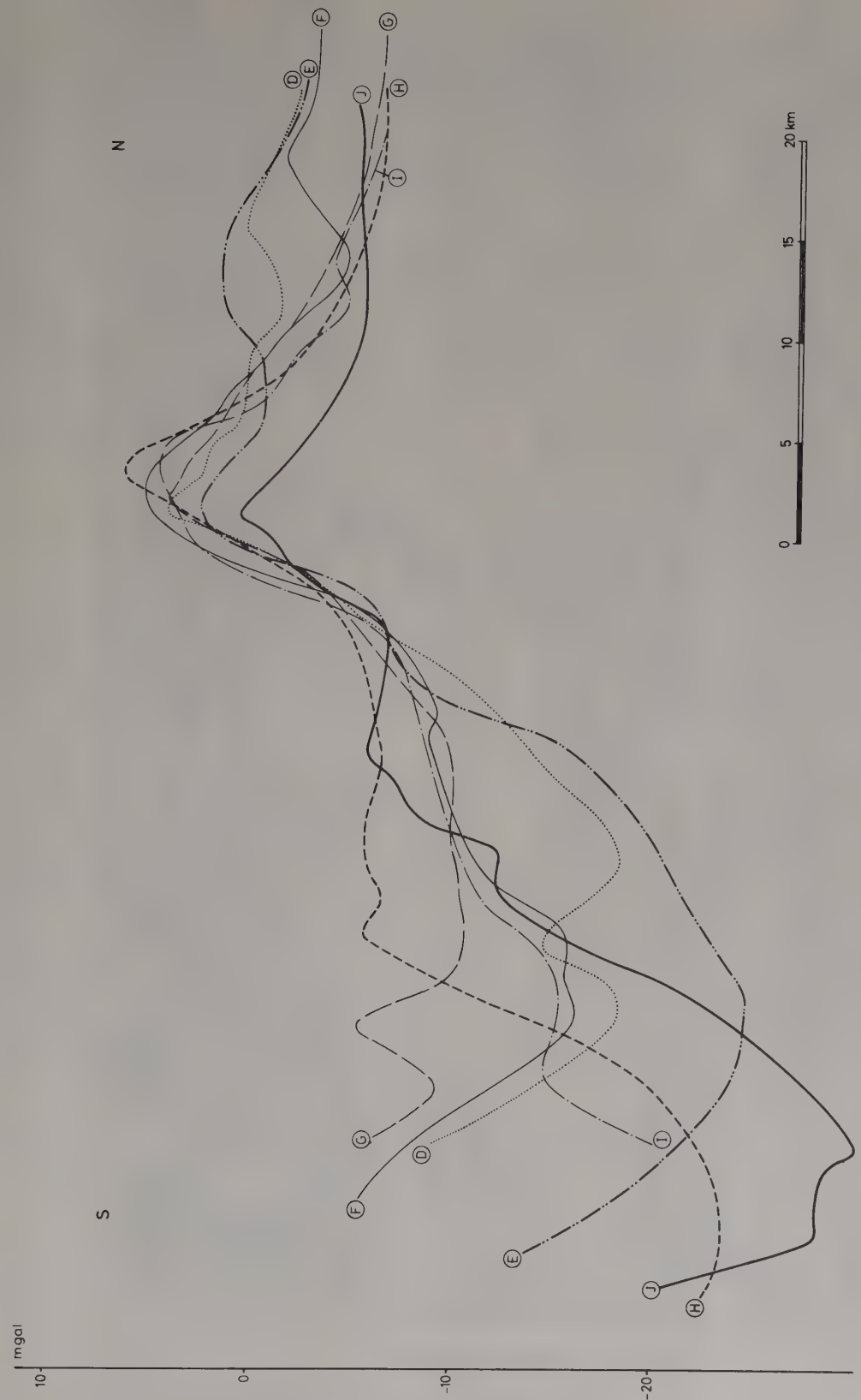


FIG. 15. — *Profils gravimétriques sur le Poitou et la Marche montrant le prolongement occidental des axes de Thouars et de Bressuire.*

Localisation des profils : fig. 14.

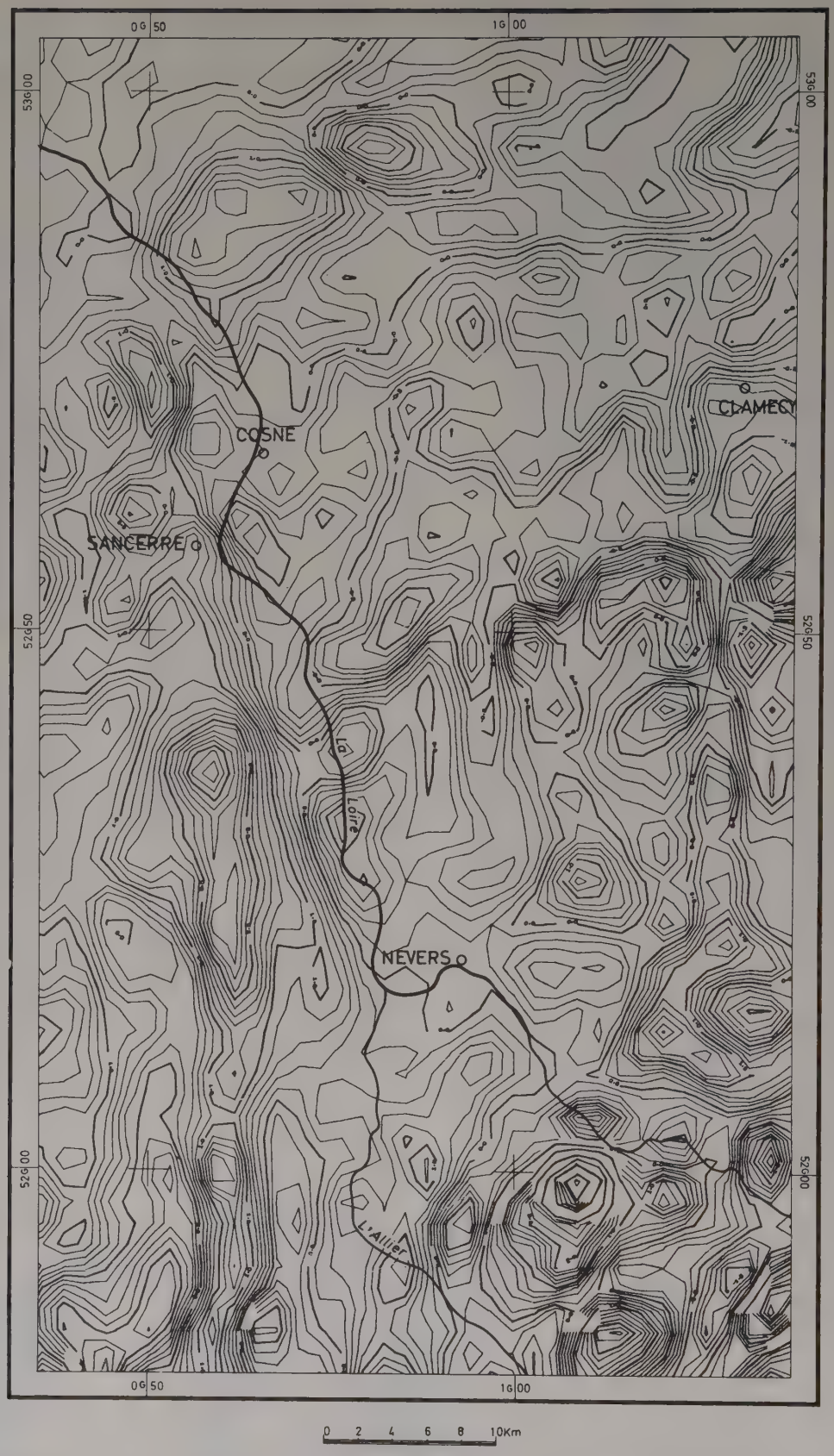


FIG. 16. — *Carte du gradient vertical du champ de pesanteur dans le Nivernais.*
Facteur de coupure FC = 0,6; pas d'échantillonnage : 2 km.
Equidistance des courbes 0,2 mgal/km.

Dans la partie centrale et méridionale du Morvan les directions dominantes sur les cartes gravimétriques tendent à devenir parallèles à l'axe des bassins de Blanzy-Creusot-Bert, soit N 45°. Au-delà des limites d'affleurements, des corrélations sont possibles vers l'Ouest jusqu'aux failles de la Limagne, par exemple entre le granite de Luzy et l'extrémité nord du Forez (granite des Monts de la Madeleine), et vers l'Est jusqu'aux failles de la Bresse.

Le Nivernais proprement dit est surtout marqué en gravimétrie par la conjugaison d'accidents N-S, qui apparaissent clairement sur les cartes de l'anomalie de Bouguer [*cf.* J. Goguel, 1954] et de failles N 35°, parallèles au sillon houiller. C'est ainsi que la carte du gradient vertical (fig. 16) montre une mosaïque d'anomalies au lieu de rencontre de ces deux faisceaux de failles. Les horsts de Neuville et de la Machine sont précisément situés sur ces nœuds tectoniques.

1.1.5.5. La zone de la Loire méridienne.

Nous désignons ainsi la région comprise entre Nevers et Orléans. Elle intéresse principalement deux larges anomalies gravimétriques, d'orientation subméridienne, qui se situent à la limite entre une zone d'affinité armoricaine à l'Ouest et une zone de type morvandiau à l'Est.

L'anomalie méridionale, positive, culminant entre Sancergues et Nérondes, représente la seule perturbation nette du champ de pesanteur qui soit directement superposée au grand système connu sous le nom d'anomalie magnétique du Bassin de Paris. Son interprétation quantitative est donc d'un intérêt tout particulier. Elle a été réalisée par N. Debeglia, dans le cadre de la notice de la feuille gravimétrique de Bourges à 1/320 000, à partir de la carte du gradient vertical (fig. 17). Cette dernière montre que l'anomalie, de forme complexe en champ, se résout sur le gradient en une anomalie principale intense (amplitude de 3,4 mgal/km), orientée N-S, et en anomalies secondaires parallèles nettement dissociées. Les figures 17 et 18 présentent une interprétation de l'anomalie principale et de son apex méridional, calculée pour un modèle prismatique simple. On remarque que le toit de ce prisme est situé à une profondeur de 2 km au Sud et de 2,8 km au Nord. Les données gravimétriques seules ne permettent pas de formuler une hypothèse sur la nature du corps provoquant l'anomalie. L'extrémité méridionale de celui-ci se situe sous le bassin permien de Bourbon-l'Archambault, en bordure de la faille limitant le granite de Cérilly.

La deuxième anomalie subméridienne qui retient notre attention dans la zone de la Loire moyenne est celle de Sennely. On peut désigner ainsi une anomalie négative allongée d'Orléans à la Sologne centrale, et présentant un étranglement du niveau des sondages de Sennely.

Les données des forages pétroliers nous indiquent qu'il n'y a pas de corrélation immédiate entre le tracé des isanomales et les limites possibles du granitoïde carotté à Rebréchien, Sennely et Blancafort, ce dernier ayant plutôt tendance à apparaître positivement. Dans cette zone complexe, où le socle est profond (1 200 à 2 000 m et plus), l'interprétation a été effectuée qualitativement grâce à une carte du gradient vertical prolongé de 1 000 m vers le bas [*cf.* notice de Bourges]. Il nous est apparu, grâce aux connaissances que nous pouvions avoir par ailleurs de la morphologie probable du socle, que dans cette région la carte gravimétrique reflétait plutôt l'allure du toit du socle que les contrastes pétrographiques à l'intérieur de celui-ci. C'est ainsi que l'anomalie de Sennely, dans la région d'Orléans où elle est la plus intense, paraît correspondre à l'axe d'une fosse permo-carbonifère. Plus au Sud, l'anomalie se décompose, sur la carte du gradient prolongé, suivant deux directions grossièrement N-S et E-W. L'un de ces axes N-S paraît en relation directe avec la faille de Sennely qui abaisse le socle vers l'Ouest de plus de 500 m. Les données du magnétisme et de la sismique nous permettront de mieux comprendre la géologie profonde fort complexe de cette région.

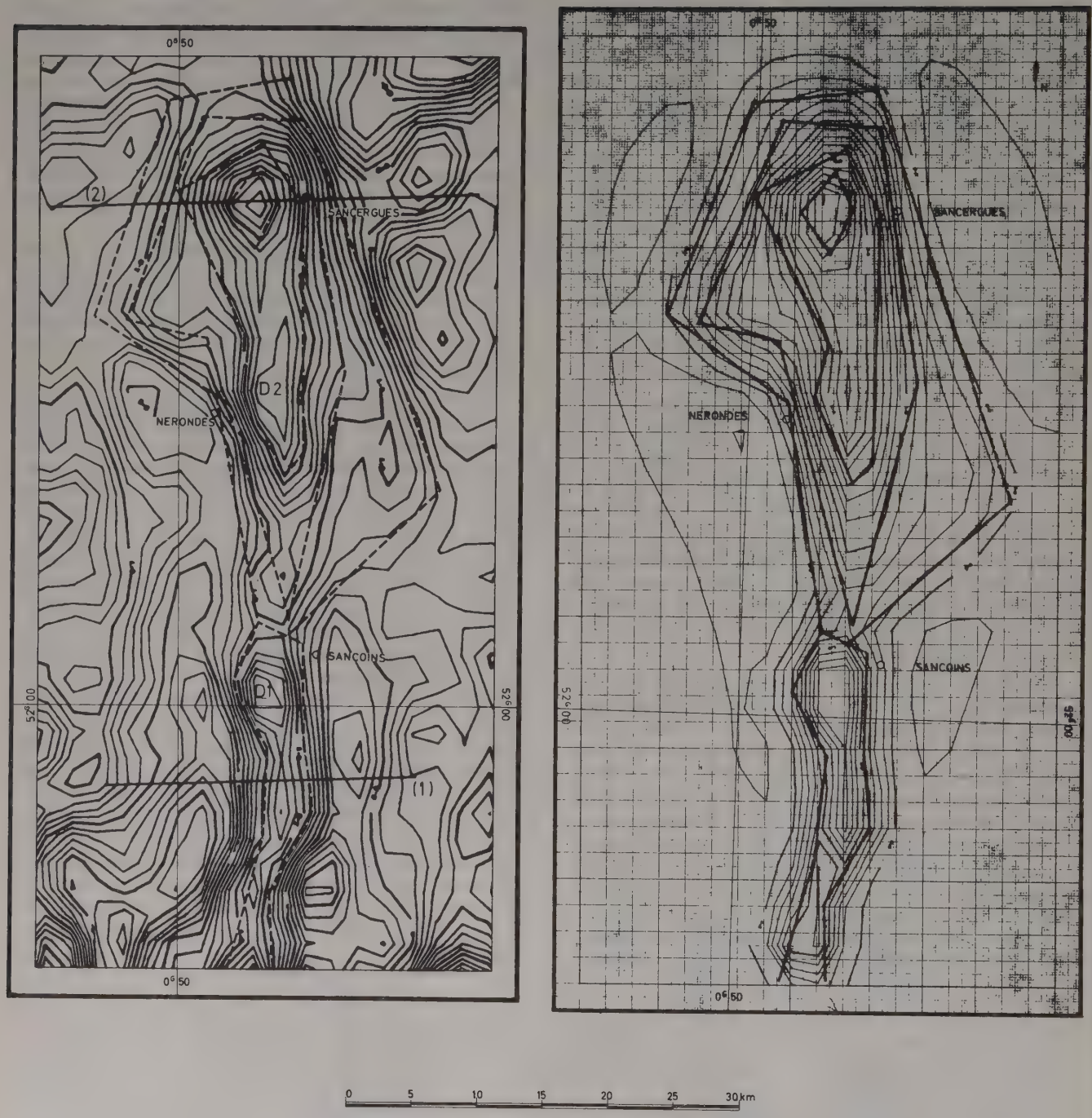


FIG. 17. — *Interprétation en gradient vertical de l'anomalie gravimétrique de Sancergues* [d'après N. DEBEGLIA, 1972].

On a juxtaposé la carte du gradient expérimental (à droite) et celle du gradient théorique (à gauche), calculé pour les modèles représentés sur la figure 18. Le tireté indique la trace des faces verticales choisies.

Equidistance des isanomales : 0,2 mgal/km.

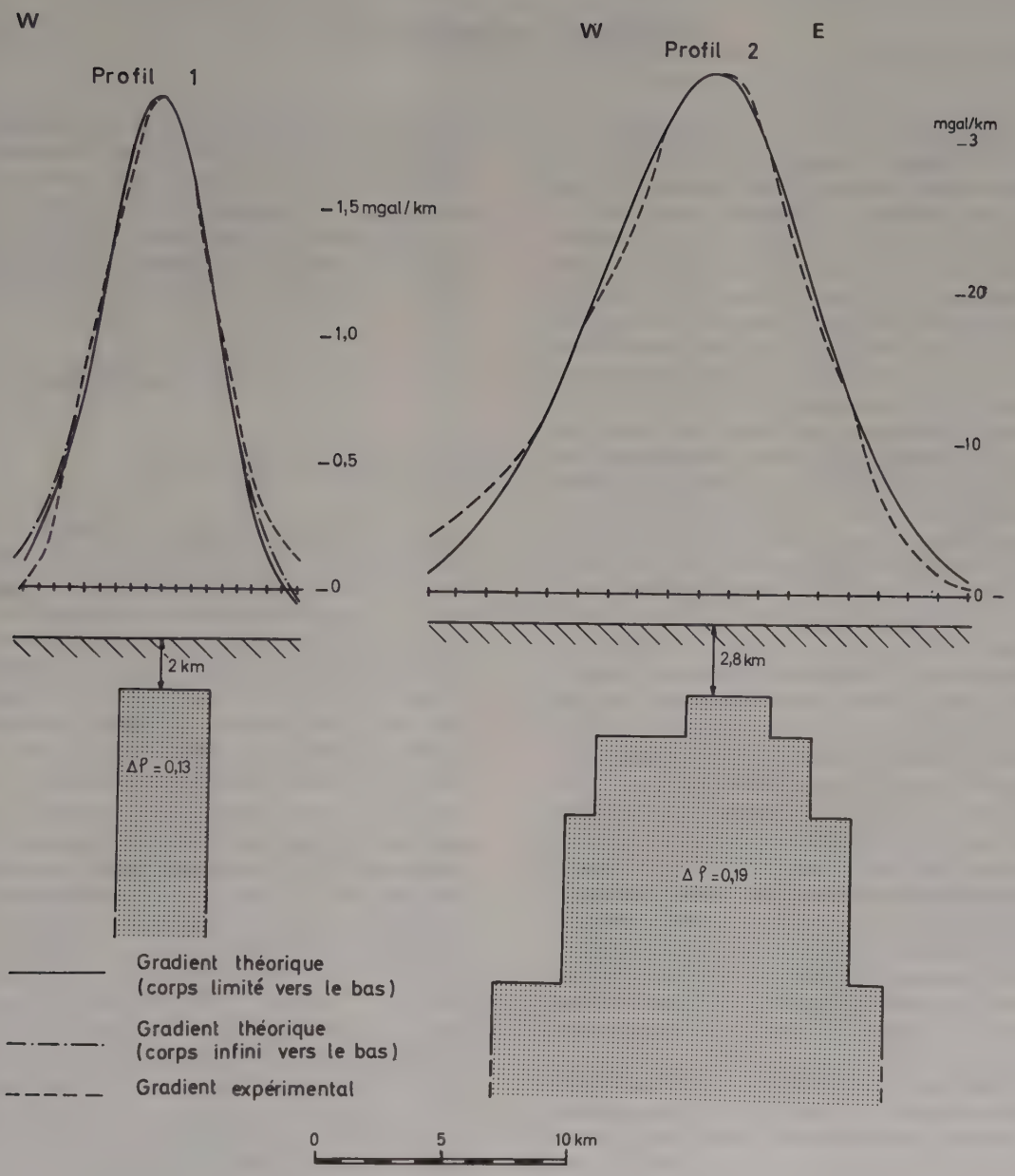


FIG. 18. — *Profils transversaux à l'anomalie de Sancergues et leur interprétation en gradient vertical* (*cf.* fig. 17).

Chapitre 1.2

Données magnétiques

L'aéromagnétisme, comme la gravimétrie, nous fournit une cartographie des anomalies d'un champ géophysique naturel qui sont directement en relation avec les hétérogénéités du sous-sol. Ici ce sont les contrastes d'aimantation des roches qui interviennent. On sait que cette aimantation, essentiellement portée par les minéraux ferro-magnétiques, peut être soit simplement induite par le champ magnétique terrestre actuel (le coefficient de proportionnalité entre champ inducteur et aimantation étant appelée susceptibilité magnétique), soit rémanente, c'est-à-dire relique d'une aimantation acquise au cours des temps géologiques, à une époque où le champ magnétique pouvait être notablement différent en direction et intensité du champ actuel. Ces deux aimantations s'ajoutent vectoriellement; mais dans la plupart des cas l'aimantation induite est de beaucoup la plus intense, ce qui permet de simplifier considérablement les calculs d'interprétation d'anomalies. Encore faut-il s'assurer que l'aimantation rémanente est faible, ou que sa direction ne diverge pas notablement de celle du champ géomagnétique actuel. C'est ce que nous avons étudié pour les formations les plus magnétiques que nous avons rencontrées : les grès à magnétite de Segré.

Le lecteur trouvera dans le chapitre 2.1 *, consacré à la description des principales unités de l'Armorique méridionale et du Nord du Massif central, la susceptibilité magnétique de la plupart des formations représentatives du socle ainsi que de la couverture sédimentaire. Il remarquera que les contrastes d'aimantation sont beaucoup plus tranchés que les contrastes de densité et par ailleurs que les différents terrains sédimentaires du Bassin de Paris ont une susceptibilité presque nulle. On pourra donc rapporter au socle, avec une quasi-certitude, les anomalies magnétiques rencontrées sur le Bassin. Leur interprétation par des modèles géométriques simples sera facilitée par l'existence de discontinuités très nettes dans l'aimantation du socle, même si ces modèles sont apparemment assez éloignés de la réalité géologique. A titre d'exemple nous développerons l'interprétation de l'anomalie de Varennes-sur-Loire, qui a été spécialement contrôlée par deux sondages. On verra comment dans un cas favorable l'effet magnétique d'une structure anticlinale pincée peut être équivalent à celui d'un parallélépipède dont le toit correspond au sommet de l'anticlinal et le pendage des faces latérales à celui de son plan axial. Lorsque les anomalies sont complexes, il faudra par contre, comme en gravimétrie, faire appel à des transformations de cartes pour les interpréter valablement. La grande anomalie magnétique du Bassin de Paris nous fournira un exemple d'interprétation à l'aide d'un gradient vertical du champ magnétique réduit au pôle.

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 4-1973.

1.2.1 — Données de base

1.2.1.1. Levés aéroportés.

Le levé magnétique général de la France (C.N.R.S., 1965), effectué à une hauteur de vol de 3 000 m, suivant des lignes N-S espacées de 10 km met en évidence les principales anomalies régionales; dans le détail il n'est cependant pas adapté à notre échelle de travail. Par contre les trois levés représentés sur la figure 1 ont été réalisés à une altitude de vol et une maille de mesures convenant parfaitement à l'étude du socle. Leur degré de précision sera examiné par la suite (paragraphe 1.2.2.).

Les plus anciens levés (A et B) avaient précisément pour but la connaissance des prolongements du socle armoricain de la Touraine au Berry. La prospection C était destinée à l'étude de la morphologie du socle, considérée comme guide pour la recherche de structures sédimentaires favorables à la localisation d'hydrocarbures. Le levé D avait un double but méthodologique : voir sur le Morvan ce que l'aéromagnétisme pouvait apporter à la cartographie géologique. et étudier dans le Nivernais les prolongements des structures morvandelles. En fait, en dépit de la grande précision de ce levé peu de corrélations apparaissent sur les cartes de l'anomalie du champ magnétique entre les données géologiques de surface et les anomalies. Aussi la Compagnie générale de géophysique a-t-elle réalisé une carte du gradient vertical sur le Morvan, afin de promouvoir l'utilisation de l'aéromagnétisme dans un but purement scientifique. Cette carte, réalisée suivant la méthode conventionnelle décrite en 1.1.4. § 1, a été publiée avec son interprétation par A. Aubert, J. Cornet, H. Naudy, M. Roques, H. Sanselme et C. Weber [1970]. A la demande du B.R.G.M., un gradient identique a été calculé sur une partie du levé C. Son interprétation, réalisée par B. Lambolez [1970] a été publiée dans le cadre des

Tableau I

Commettant	Périmètre A	Périmètre B	Périmètre C	Périmètre D.1	Périmètre D.2
	B.R.G.M.	B.R.G.M.	S.N.P.A. & Compagnie d'exploration pétrolière	Centre National de la Recherche Scientifique	
Entrepreneur	Sté Anonyme de Recherches minières	Compagnie Générale de Géophysique	Compagnie Générale de Géophysique	Compagnie Générale de Géophysique	
Année d'exécution	1961	1962	1965	1965	1965
Magnétomètre utilisé	Gulf Mark III	Gulf Mark III	C.S.F.	C.S.F.	C.S.F.
Gisements des lignes de vol principales	10°	10°	17°	90°	0°
Espacement des lignes	0,5 km pour A1 1 km pour A2	1 km	3 km	2 km	2 km
Espacement des traverses	12 km	12 km	5 km	5 km	5 km
Hauteur de vol (au-dessus du niveau de la mer)	250 m	250 m pour B1 500 m pour B2	520 m	610 m	1 220 m
Corrections régionales (en γ/km)	$-0,67X-3,15Y$	$-1,2X-2,9Y$	$-0,7X-3,0Y$	$-0,2X-2,8Y$	$-0,2X-2,8Y$

notices des cartes magnétiques à 1/80 000 de Bourges et de Gien.

1.2.1.2. Levés au sol.

On peut distinguer les levés généraux, à très large maille, effectués antérieurement aux mesures aéroportées, des prospections de faible étendue destinées à préciser au sol des anomalies décelées en avion.

A la première catégorie appartiennent deux levés ayant fait l'objet de thèses de 3e cycle, l'un sur l'anomalie magnétique des départements du Loiret, du Cher et de la Nièvre [D. Tournier, 1962], l'autre portant sur les anomalies des départements de l'Indre et l'Indre-et-Loire [A. Vernet, 1963]. Il est certain que, quelle que soit la qualité des interprétateurs, les cartes de reconnaissance au sol sont trop perturbées pour fournir des informations aussi aisément traitables que les levés aéroportés. On peut en particulier s'interroger sur la validité des cartes de la dérivée seconde calculées par ces auteurs.

On trouvera la localisation des levés magnétiques ponctuels sur les cartes B.R.G.M. d'inventaire des prospections géophysiques. Il s'agit de prospections réalisées par le B.R.G.M., à l'aide de profils tracés perpendiculairement à l'axe d'une anomalie décelée en avion et comprenant des mesures serrées (de 20 à 200 m entre les stations). Leur but était de préciser au sol le tracé d'une anomalie dont l'interprétation présentait un intérêt particulier. Ce fut le cas des anomalies de Varennes (des profils de sondages électriques magnétotelluriques et de gravimétrie furent également réalisés pour permettre une meilleure implantation des sondages; *cf.* fig. 47 et 53 *), de Mirebeau-en-Poitou (*cf.* fig. 54 *), de Chastellux [*in* C. Weber, 1968 et fig. 55 *] et de la région de Chevannes dans le Nord du Nivernais [J. Corpel, 1967].

1.2.1.3. Mesures d'aimantation rémanente.

[*cf.* thèse C. Weber, 1972].

1.2.2 — Précision des levés aéromagnétiques

[*cf.* thèse C. Weber, 1972].

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 4-1973.

1.2.3 — Méthodes d'interprétation

1.2.3.1. Méthodes qualitatives et méthodes d'indices de profondeur.

Nous avons fort peu utilisé ces méthodes, très familières aux prospecteurs en recherche pétrolière, leur préférant, chaque fois que cela était possible, la comparaison directe de l'anomalie calculée pour un modèle géométrique simple à l'anomalie mesurée. C'est ainsi que les schémas d'interprétation publiés dans chaque notice des cartes magnétiques à 1/80 000 figurent presque exclusivement la localisation des corps magnétiques et les failles qui recoupent ces corps. Ce sont d'ailleurs ces données que nous avons reprises dans les cartes hypogéologiques à 1/250 000.

Dans certains cas cependant les indices de profondeurs peuvent se révéler utiles, par exemple pour obtenir très rapidement une approximation sur la distance au sol du toit d'un modèle dont on souhaite calculer l'effet magnétique. Nous nous sommes servi pour ce modèle de la couche mince ou épaisse des indices de T. Koulomzine, Y. Lamontagne et A. Nadeau [1970], qui sont basés sur la décomposition centrale de l'anomalie en ses parties symétrique et antisymétrique; leur calcul a été automatisé par B. Lambolez [1971]. Pour les modèles de failles, plaques minces, prismes verticaux, nous avons utilisé les abaques de L. Martin [*cf.* F.S. Grant et L. Martin, 1966]. Ils indiquent la correspondance entre la profondeur du toit de ces corps et la valeur d'un certain nombre de rapports lus sur des profils transversaux à l'anomalie, tel par exemple le rapport entre d'une part le produit de la largeur correspondant à l'amplitude moitié du maximum par la pente moyenne des flancs de l'anomalie, et d'autre part l'amplitude maximale. La précision de ces indices est correcte si le modèle choisi pour l'interprétation convient, sinon elle peut être très médiocre.

1.2.3.2. Méthodes quantitatives courantes. L'anomalie de Varennes-sur-Loire.

Nous avons dit en introduction à ce chapitre les raisons pour lesquelles l'interprétation d'anomalies pouvait être beaucoup plus facilement réalisée en magnétisme qu'en gravimétrie à l'aide de quelques modèles géométriques simples : la « couche » mince ou épaisse, infinie vers le bas ou non, la « faille » et le prisme vertical. Le fait que l'aimantation de ces corps soit portée par leurs faces externes (aimantation fictive), comme pour les contrastes de densité en gradient vertical du champ de pesanteur, permet de déterminer la localisation géométrique du modèle choisi par rapport à l'anomalie avec une assez bonne précision.

Il paraît utile d'indiquer les références des divers abaques ayant permis les interprétations que nous avons publiées dans les différentes notices de cartes magnétiques portant sur le secteur étudié. Les abaques les plus simples ont été calculés par M. Bourlier, G. Dubreuil et C. Weber [1970]; en ce qui concerne la couche infinie (ou « dyke ») nous avons utilisé les courbes publiées par S.P. Gay [1963]. Le calcul du modèle de la faille a été automatisé par M. Bourlier [1970]. L'effet magnétique du prisme vertical a été représenté depuis longtemps par V. Vacquier et *al.* [1951] par des cartes de l'anomalie du champ et de sa dérivée seconde. Il nous a paru utile de compléter ces données par un atlas de modèles limités ou non vers le bas et calculés en champ et en gradient vertical pour l'inclinaison moyenne en France, 60° [A. Gérard, P. Griveau et C. Weber, 1971].

L'interprétation de l'anomalie de Varennes-sur-Loire fournit un bon exemple méthodologique, puisqu'elle a été contrôlée par deux forages réalisés à cet effet par le B.R.G.M. en 1967-1968. L'anomalie, située une dizaine de km à l'Est de Saumur, est très représentative des intenses perturbations du champ magnétique recontrées en Anjou. Elle a été facilement interprétée à l'aide des abaques de S.P. Gay (fig. 19). Dans cet exemple les paramètres caractérisant la couche magnétique peuvent être les suivants (tableau II).

Tableau II

Paramètres des couches magnétiques	Profil aéroporté (L217)	Profil au sol (A)
Profondeur sous le niveau du sol	215 m	287 m
Pendage	70° N	60° N
Puissance	400 m	250 m
Susceptibilité	$1{,}17.10^{-2}$uém	$2{,}7.10^{-2}$uém

La fig. 20 représente la synthèse de l'interprétation des divers profils, reportée sur une coupe suivant l'axe d'allongement de l'anomalie. Nous pouvions conclure, au terme de ce travail [C. Weber, 1966] que le toit de la couche magnétique se situe entre 200 m et 350 m sous le niveau du sol, que son pendage, si l'aimantation rémanente est négligeable, se trouve compris entre 55° et 80° vers le Nord, et que la largeur de la couche varie entre 30 et 300 m. L'absence d'anomalie gravimétrique positive superposable à l'axe magnétique nous a permis d'éliminer l'hypothèse d'un corps aimanté correspondant à une

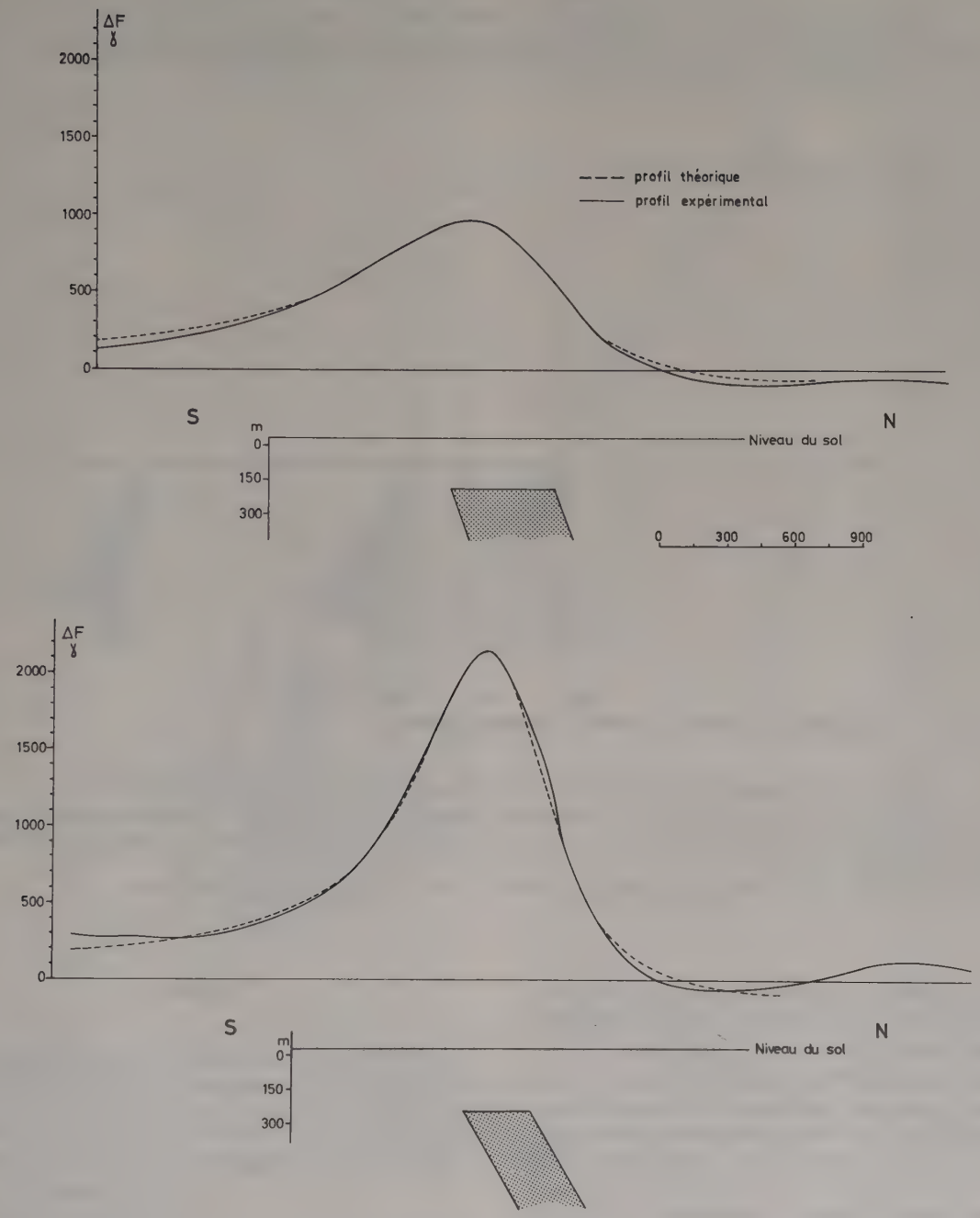


FIG. 19. — *Interprétation quantitative de l'anomalie de Varennes, sur un profil aéroporté* (en haut) *et sur un profil au sol* (en bas).

L'interprétation de l'anomalie aéroportée par un modèle de filon épais, qui intègre l'influence d'un grand nombre de couches magnétiques minces (*cf.* fig. 21) donne un corps plus large et moins profond que celle de l'anomalie au sol.

Profil aéroporté : profondeur 215 m, largeur 410 m, susceptibilité $1{,}17.10^{-2}$ uém.

Profil au sol : profondeur 280 m, largeur 250 m, susceptibilité $2{,}7.10^{-2}$ uém.

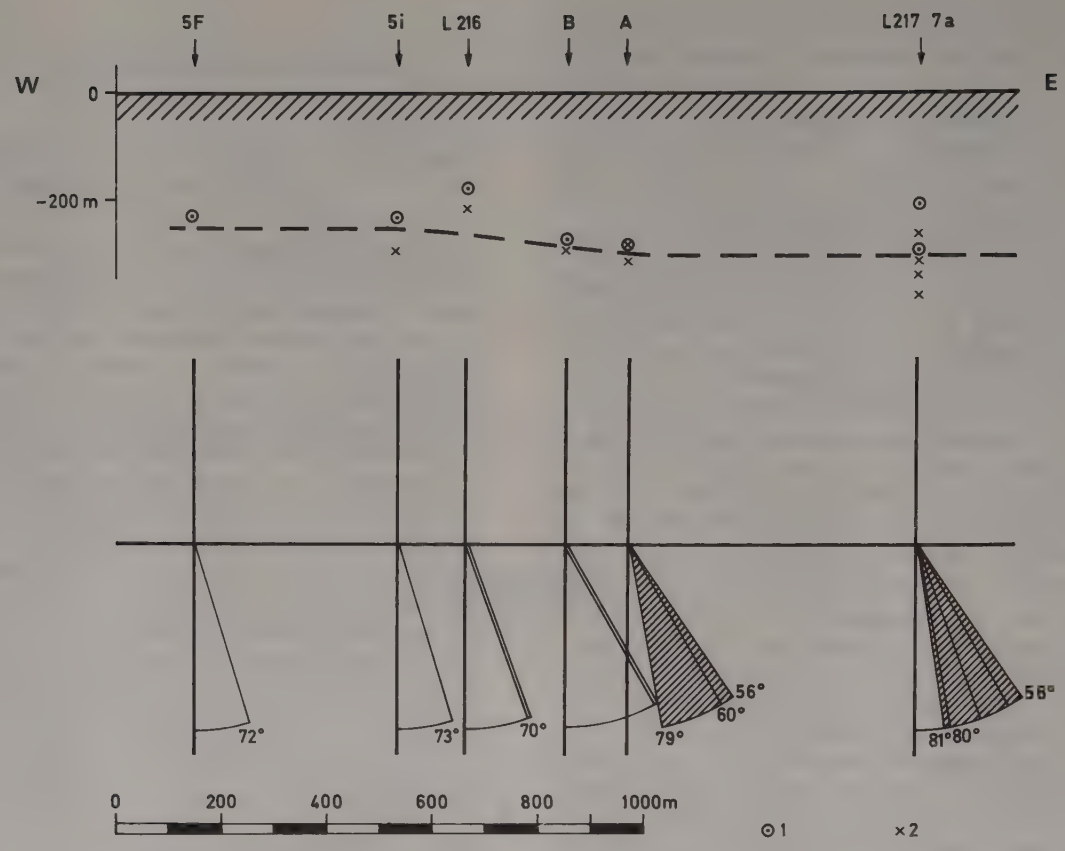


FIG. 20. — *Synthèse des interprétations de profils magnétiques sur l'anomalie de Varennes.*

On trouve reportées sur la coupe du haut les différentes profondeurs calculées pour les profils aéroportés ou au sol, avec un modèle de filon épais (1) ou de filon mince (2). On peut évaluer ainsi la dispersion des résultats par rapport à la profondeur moyenne (en tireté).

Sur le diagramme du bas les différents pendages calculés ont été projetés sur le plan de coupe.

intrusion de roches basiques. L'origine de l'anomalie nous paraissait par contre devoir être cherchée dans des couches de grès à magnétite identiques à celles du synclinorium d'Angers ou de Segré.

Les deux sondages, positionnés d'après l'interprétation citée, ont parfaitement confirmé cette hypothèse. Après avoir traversé une série mésozoïque épaisse de 205 mètres, ils ont recoupé un grand nombre de couches de grès à magnétite (fig. 21) très redressées, d'abord en position normale, puis inverse comme le prouve l'étude des figures de sédimentation [H. DE VAUCORBEIL, R. BIRON et J.J. CHAUVEL, 1967]. Nous avons donc affaire à un anticlinal déversé vers le Sud et faillé — en témoignent le niveau de brèches gréseuses riches en calcite et sidérose rencontré à 432 m sur le sondage S2 bis ainsi que la discordance des pendages. Le tableau III permet de comparer les résultats du forage à ceux du calcul.

TABLEAU III

Paramètre des couches magnétiques	Calculs d'interprétation	Résultats des forages
Profondeur sous le niveau du sol	200 à 350 m	205 m pour le toit du Paléozoïque 240 m pour le sommet des couches magnétiques épaisses.
Pendage	55° à 80° N	70° N à 75° S axe de l'anticlinal à 70°N
Epaisseur	30 à 300 m	Variable ; de l'ordre de 100 m pour la totalité des couches épaisses.
Susceptibilité	10^{-2} à 10^{-1}uém	3.10^{-2} à 2.10^{-1}uém.

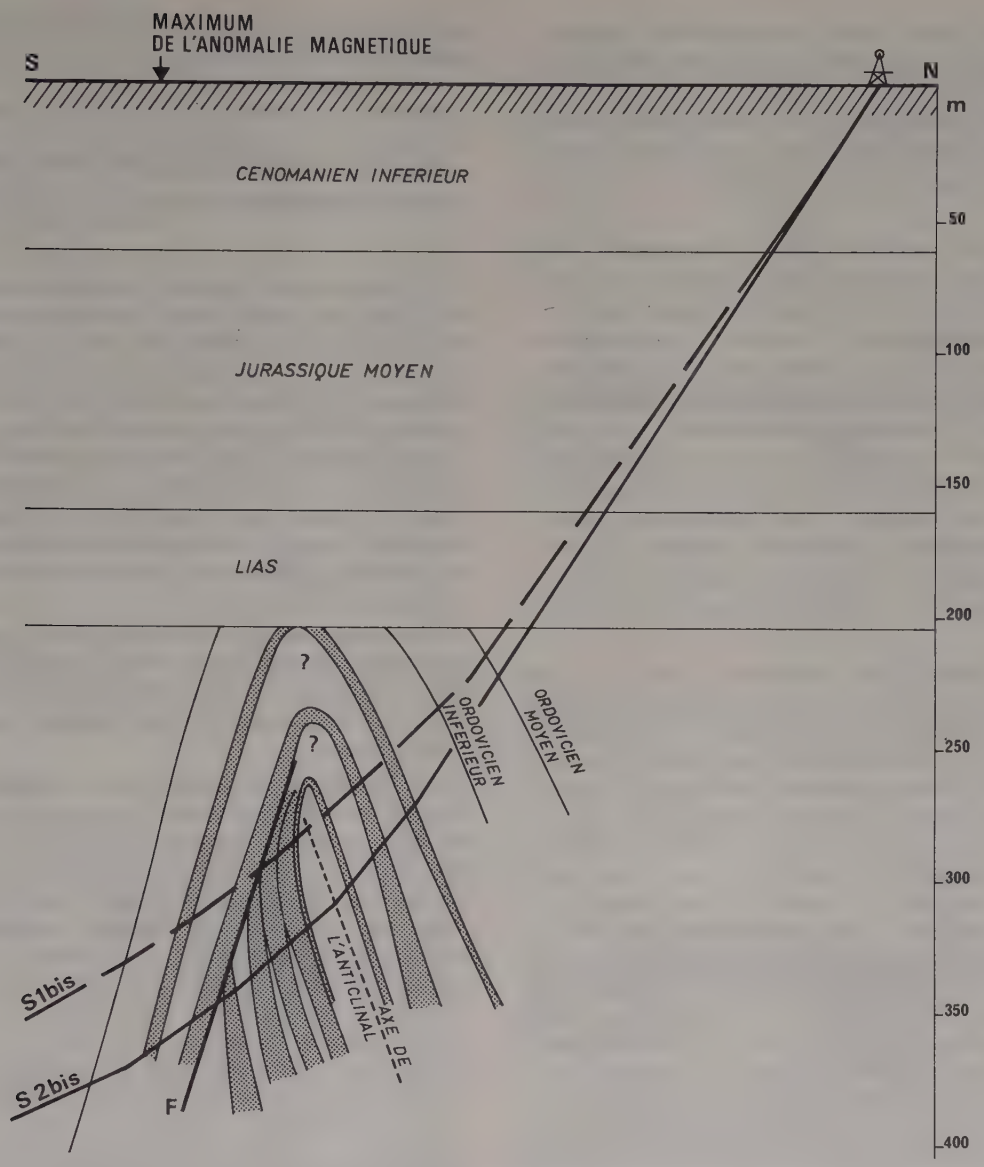


FIG. 21. — *Coupe des sondages de Varennes.*

Le forage S 1 bis a été projeté dans le plan de S 2 bis.

Les différentes couches de grès à magnétite ont été représentées en grisé. La position des strates en flanc inverse de l'anticlinal a été déterminée par J. CHAUVEL à l'aide des figures de sédimentation.

On notera la bonne concordance entre la profondeur du sommet des couches magnétiques et la profondeur moyenne calculé sur la figure 19; il en va de même pour le pendage général des couches.

Une telle concordance entre les données de calcul et la réalité géologique est due au fait que l'anomalie de Varennes présente des caractères très favorables à l'interprétation par un modèle géométrique simplifié : de forme allongée régulière, elle se trouve isolée, non perturbée par des anomalies voisines. Dans le cas plus complexes il est nécessaire de faire appel à des modèles calculés grâce à des cartes transformées du champ magnétique.

1.2.3.3. Interprétations à l'aide du gradient vertical.

La méthode de calcul du gradient vertical suivant le procédé SIGMA, ainsi que tous les avantages du gradient qui ont été développés au cours du chapitre précédent, demeurent valables pour l'interprétation des cartes des anomalies du champ magnétique. En

magnétisme ce procédé offre une possibilité supplémentaire : le calcul du champ — ou de son gradient — réduit au pôle, c'est-à-dire ramené à une inclinaison de 90°. Il suffit d'appliquer à la transformée de Fourier de la distribution du champ un opérateur complexe contenant les cosinus directeurs de la direction d'aimantation.

La « réduction au pôle », dont l'instigateur fut V. Baranov [1957], a pour effet de placer les anomalies à l'aplomb des corps perturbateurs, donc de permettre une détermination facilitée de leurs limites latérales, surtout si on la combine au calcul du gradient vertical. Elle suppose cependant la connaissance rigoureuse de la direction d'aimantation — et son uniformité dans le secteur traité. Dans la pratique, nous l'avons vu, la plupart des anomalies magnétiques rencontrées peuvent être valablement interprétées en supposant l'aimantation induite suivant le champ magnétique actuel. La réduction au pôle permet précisément de vérifier la validité de cette hypothèse.

Nous avons utilisé pour interpréter la grande anomalie du Bassin de Paris une technique particulière du système SIGMA, décrite par N. Debeglia, A. Gérard et P. Griveau [1972] sur laquelle il nous paraît utile de donner quelques indications. Appliquant à l'interprétation tridimensionnelle des cartes magnétiques des techniques fréquentielles tenant compte des filtrages, elle permet de fonder sur des comparaisons précises la recherche par étapes du relief d'un corps (dont l'aimantation peut être variable) qui rende le mieux compte des anomalies observées. L'effet des modèles s'obtient par synthèse de Fourier à partir de l'expression, très simple en domaine fréquentiel, de l'effet d'un prisme élémentaire à base rectangulaire. Les modèles généraux sont décrits par une juxtaposition de prismes permettant de simuler tant des différences de profondeur du corps magnétique que des hétérogénéités dans la distribution de ses paramètres physiques. L'ajustement des modèles se fait par essais successifs, à partir de profils convenablement choisis (quatre essais ont été nécessaires pour l'interprétation du Sud de l'anomalie du Bassin de Paris qui sera présentée plus loin, mais dans certains cas un beaucoup plus grand nombre d'essais est requis). Cette méthode peut être appliquée à des cartes transformées pour la réalisation desquelles des filtrages de fréquence ont été indispensables. Il suffit de calculer les modèles avec les mêmes filtrages, comme l'ont montré les auteurs précités. Une telle technique permet d'appréhender la réalité géologique avec un degré de précision considérable par rapport aux méthodes habituelles. C'est ainsi que l'étude de la terminaison méridionale de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris par ce procédé a fait apparaître des éléments importants qui étaient passés inaperçus dans les interprétations antérieures.

1.2.4 — Description et interprétation des principales anomalies magnétiques

Si l'on excepte l'anomalie du Bassin de Paris, on peut dire que la majorité des traits marquants des levés magnétiques rassemblés sur la planche II (en pochette) a fait l'objet d'une interprétation quantitative publiée dans les notices des cartes magnétiques à 1/80 000 éditées par le B.R.G.M. : 40 profils transversaux ont été interprétés avec un modèle de dyke, 17 anomalies ont été recalculées sur carte avec un modèle de prisme vertical. Il nous a donc paru inutile de reprendre dans ce mémoire la totalité des données publiées, mais simplement les plus représentatives d'entre elles.

L'interprétation proposée pour la partie sud de l'anomalie du Bassin de Paris représente le seul apport nouveau de ce chapitre. Elle a été réalisée avec la collaboration de A. Gérard, que l'auteur tient à remercier.

On reprendra un découpage régional identique à celui du chapitre sur la gravimétrie, en notant simplement que le prolongement de la zone centrale armoricaine a été ici très incomplètement cartographié (il est représenté seulement dans le secteur de Romoratin) et que l'on ne dispose malheureusement d'aucun levé magnétique détaillé sur les raccords vendéo-limousins.

1.2.4.1. Le prolongement de la zone sud armoricaine.

On retrouve les caractéristiques magnétiques de la zone sud armoricaine sur les coupures à 1/80 000 d'Angers [notice par G. Dubreuil et C. Weber, 1971], de Loches [J. Corpel, G. Dubreuil et C. Weber, 1969], de Valençay [J. Corpel et C. Weber, 1969], de Chatellerault [J. Corpel, G. Dubreuil et C. Weber, 1969] et de Châteauroux [G. Dubreuil et C. Weber, 1970].

Nous disposons, pour suivre les structures magnétiques armoricaines sous le Bassin de Paris, d'un excellent guide constitué par les couches de grès à magnétite. Les unités suivantes seront décrites, du Nord vers le Sud.

• Dans la région de Romorantin on constate un axe de minimum de valeurs du champ magnétique, orienté parallèlement à la vallée du Cher, et qui se trouve à l'aplomb de la fosse permienne de Contres. Si l'on considère que ce minimum fait partie d'une

vaste anomalie dont le maximum est situé au Nord de Valencay, on calcule une profondeur pour le corps magnétique de l'ordre de 4 600 m. Le sondage de Contres 1 a été arrêté à 2 600 m à l'intérieur du Permien, après avoir traversé 1 500 m de Permo-Trias. On ne peut donc savoir si la profondeur calculée représente le toit du socle anté-permien ou simplement celui d'un marqueur intra-socle.

• De Châteauneuf-sur-Sarthe à Tours on suit sans difficulté le prolongement du synclinal ferrifère de Martigné-Ferchaud, en dépit de plusieurs décrochements par des accidents transversaux. Les déterminations de profondeur vont de 80 m à proximité du socle (vers Tiercé), et 450 m au Sud de la Pellerine, à 800 m aux environs de Tours où l'interprétation se trouve confirmée par le sondage de Ballan-Miré. L'anomalie magnétique de la Pellerine, que l'on peut à première vue penser liée à l'alignement des couches ferrifères est en réalité nettement dissociée comme le montre la carte calculée, du gradient vertical [*cf.* notice de la carte magnétique d'Angers]. Son minimum, déporté vers le Nord-Est, laisse supposer une direction d'aimantation différente de celle du champ magnétique actuel. Nous pensons qu'elle correspond à une intrusion de roches basiques dans le socle.

• Il nous paraît intéressant de reprendre ici l'interprétation d'un groupe d'anomalies situées immédiatement au Nord Est d'Angers : assez intenses (100 à 120 γ), elles sont entièrement négatives, et peuvent difficilement être expliquées sans faire appel à une inclinaison subéquatoriale de l'aimantation (fig. 22). Elles représentent la principale exception à la règle de l'aimantation induite dominante. Elles correspondent probablement à des filons de roches basiques du type des orthophyres briovériens, cartographiés aux environs du Lion d'Angers. Il aurait été intéressant d'effectuer des mesures d'aimantation rémanente sur ces roches. Malheureusement leur âge est trop incertain et ils ont trop été affectés par des tectoniques successives, pour que l'on puisse valablement espérer retrouver le pôle géomagnétique du temps de leur mise en place.

• Les anomalies magnétiques situées à l'aplomb du synclinorium d'Angers se poursuivent sous la couverture sédimentaire avec une intensité accrue et se divisent en deux alignements subparallèles qui cernent une zone dépourvue de toute anomalie. Cette dernière correspond très exactement à l'axe gravimétrique léger du batholite non affleurant de Saumur. On peut donc penser que lors de la mise en place du batholite les couches ferrifères ordoviciennes ont été enrichies en magnétite [*cf.* chapitre 2.3 *]. Les interprétations effectuées sur l'alignement septentrional

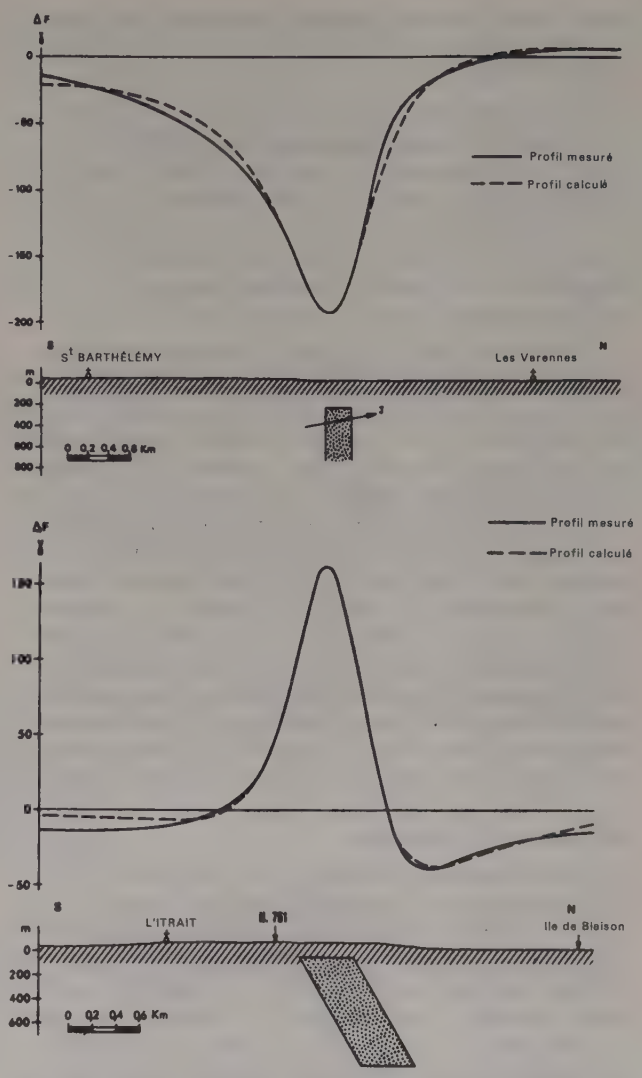


FIG. 22. — *Interprétation de deux anomalies magnétiques de la région d'Angers*

(extrait de la notice de la carte magnétique à 1/80 000).

En haut : anomalie négative située au NE d'Angers (interprétation faisant intervenir une direction de l'aimantation nettement différente de celle du champ actuel).

En *bas :* anomalie de l'axe Angers-Varennes (aimantation induite suivant le champ magnétique actuel).

indiquent toutes des couches épaisses à fort pendage nord, comme à Varennes-sur-Loire. Dans les modèles calculés, les couches doivent être limitées en profondeur vers 1 000 m (fig. 22). On note un approfondissement régulier du socle, au-delà de Varennes, jusqu'aux environs de Chinon où les couches magnétiques paraissent former une fermeture périclinale. Plus à l'Est les marqueurs réapparaissent de façon discontinue, décrochés par des failles. On peut les

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 4-1973.

suivre sans difficulté jusqu'au méridien de Loches, où leur partie supérieure atteint une profondeur voisine de 900 m.

• Les roches volcaniques basiques de la série de Chalonnes-sur-Loire provoquent un chapelet d'anomalies peu intenses et ponctuelles que l'on peut identifier jusqu'à Richelieu, parallèlement à la faille du Loudunais. Il est possible que l'anomalie située au Nord-Est de Ligueil puisse être rattachée à cet alignement. Les roches basiques seraient alors à 1 000 m environ sous le niveau du sol.

• On trouve dans la région de Valençay une disposition des structures magnétiques et gravimétriques qui n'est pas sans rappeler celle marquant le batholite de Saumur, avec moins de netteté certes, parce que les marqueurs sont plus profonds et recoupés par de nombreuses failles. Les profils de la fig. 40 mettent bien en évidence les deux axes magnétiques qui cernent l'anomalie gravimétrique négative. Nous pensons donc avoir affaire ici à un batholite granitique comparable à celui de Saumur, en bordure duquel on retrouve des couches enrichies en magnétite. Il n'existe malheureusement aucun sondage qui puisse permettre la vérification de cette hypothèse. Seul le forage de Giroux, situé sur la bordure nord du batholite permet de confirmer l'ordre de grandeur des profondeurs calculées : 1 000 m au Sud, 1 400 m au Nord, et indique la présence de schistes paléozoïques.

• le granitoïde de Thouars a en magnétisme comme en gravimétrie un comportement très exceptionnel. Il est marqué en effet par une multitude d'anomalies magnétiques peu intenses et d'allure très désordonnée qui correspondent certainement aux nombreuses enclaves basiques décrites dans ce massif. La carte aéromagnétique marque la poursuite de ce style sur une trentaine de kilomètres à l'Est de la limite d'affleurement du Paléozoïque. Au-delà les anomalies s'ordonnent pour devenir plus linéaires, et ces alignements, d'abord de direction sud armoricaine, s'infléchissent au niveau du méridien de Poitiers pour prendre une direction sensiblement est-ouest. On peut les suivre, recoupés par des décrochements, sur 150 km, jusqu'à la limite de la prospection aéromagnétique.

Dans la région de Mirebeau-en-Poitou un levé magnétique au sol nous a permis de préciser l'interprétation de l'anomalie magnétique : elle est due à une couche magnétique peu épaisse dont le sommet serait à environ 300 m sous le niveau du sol. Plus à l'Est, vers Saint-Gaultier, les anomalies appartiennent au même alignement présentant un important minimum au Sud. Il semble donc que se superpose à l'effet des couches magnétiques celui d'une faille à rejet sud. C'est du moins l'interprétation qui a été retenue dans la rédaction de la notice de la carte de Châteauroux.

Deux hypothèses ont été émises quant à la nature des roches qui se trouvent à l'origine des alignements d'anomalies. S. Sapin [1967] pense qu'il s'agit de couches ferrifères analogues à celles des synclinaux angevins. C. Weber [1966] y voit au contraire le prolongement des masses de roches basiques incluses dans le granite de Thouars, qui s'alignent et deviennent de plus en plus importantes au fur et à mesure que l'on va vers l'Est. Nous pensons que les données gravimétriques pèsent davantage en faveur de cette dernière hypothèse (*cf.* chapitre 2.4 *).

1.2.4.2. Le Morvan et ses bordures nivernaises et bourguignonnes.

Le lecteur trouvera description et interprétation détaillées des principales anomalies dans les notices des cartes magnétiques à 1/80 000 de Château-Chinon [J. Corpel, C. Weber, O. Horon et J. Lhegu, 1968], d'Avallon [M. Bourlier, J. Corpel, O. Horon et J. Lhegu, 1968], de Nevers [J. Corpel, C. Weber, O. Horon et J. Lhegu, 1968], et de Saint-Pierre [R. Hentinger et G. Dubreuil, 1968], ainsi que dans l'article de C. Weber [1968]. Rappelons encore qu'un gradient vertical sur le Morvan et sa bordure occidentale a été calculé suivant la méthode conventionnelle, par la Compagnie générale de géophysique. Son interprétation est due à M. Aubert, J. Cornet, H. Naudy, M. Roques, H. Sanselme et C. Weber [1970].

Le Morvan proprement dit est composé de roches cristallines fort peu magnétiques (susceptibilités proches de celles des roches sédimentaires; *cf.* chapitre 2.1 *). Il est essentiellement caractérisé, sur les cartes aéromagnétiques, par une bande nord-sud de gradient horizontal (25 gammas sur 20 km), allant de Rouvray à Autun; elle paraît correspondre à un abaissement vers l'Est d'un niveau magnétique crustal situé à une dizaine de kilomètres de profondeur. Ce mouvement est identique à celui du Moho mis en évidence par la séismologie, qui présente une culmination nord-sud sur la moitié occidentale du Morvan.

Les quelques faibles anomalies — de l'ordre de 10 gammas — qui se détachent sur le fond granitique amagnétique du Morvan se situent principalement à l'aplomb des zones cristallophylliennes (anatexites de Chastellux-sur-Cure, gneiss de Montjeu, etc.). L'anomalie de Chastellux, contrôlée par des profils au sol (fig. 23) ne présente cependant pas une extension recouvrant la totalité de la bande d'anatexites. Son interprétation par un modèle de couche épaisse indique un corps situé à 600 m de profondeur; par contre

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 4-1973.

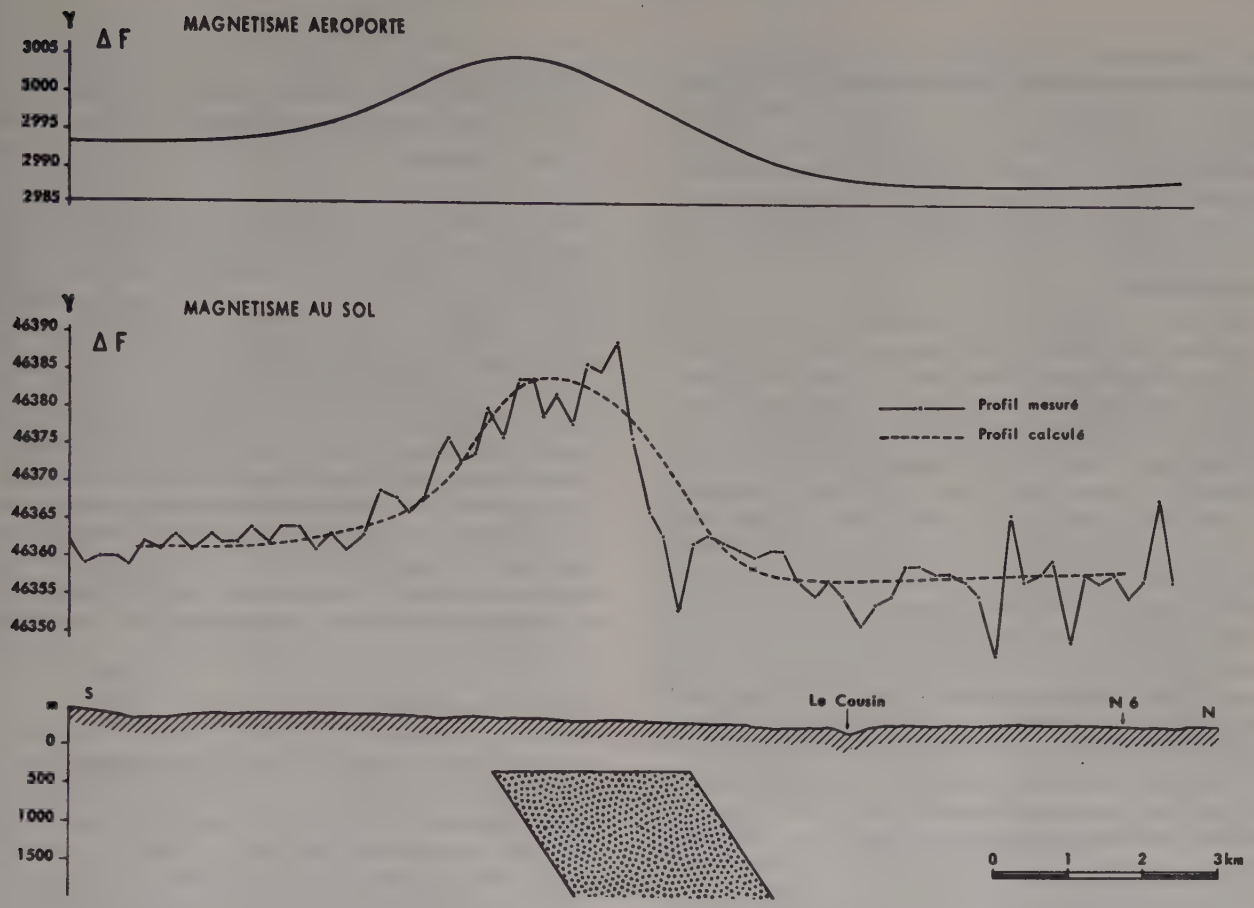


FIG. 23. — *Interprétation possible de l'anomalie de Chastellux-sur-Cure, profil aéroporté et profil au sol*
(extrait de la notice de la carte magnétique d'Avallon à 1/80 000).
Cette interprétation est replacée dans son contexte géologique sur la figure 55 (Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 4-1973).

le gradient vertical interprété avec des *indices* pour un modèle composé de 2 plaques minces juxtaposées sur un plan horizontal donne des profondeurs subaffleurantes. Cependant un échantillonnage serré au sol ne montre aucun accroissement notable des susceptibilités à l'aplomb de l'anomalie, et nous incite à conserver l'hypothèse d'un marqueur magnétique profond associé aux anatexites.

L'explication de l'origine de l'anomalie de Chastellux est importante, car elle nous paraît détenir la clé de l'interprétation des trois grands arcs magnétiques qui ceinturent la bordure auxoise du Morvan. Le plus septentrional de ces arcs n'est que partiellement cartographié : c'est l'anomalie de Montbard. Celle-ci s'interprète aisément par un modèle de couche épaisse, dont le toit, situé entre les cotes — 10 m et + 70 m, correspond au sommet du socle, sous l'infralias. La comparaison des profils gravimétrique et magnétique dans la région de Montbard [C. WEBER, 1968] montre que le corps aimanté ne peut être identifiable en totalité au corps provoquant l'anomalie gravimétrique positive (sur cartes, les deux axes sont d'ailleurs légèrement divergents). Nous retrouvons là un schéma identique à celui des profils de Chastellux, qui nous paraissent devoir être interprétés de la même manière : par des roches magnétiques (basiques ?) associées à des gneiss ou micaschistes.

Une vérification partielle de cette hypothèse nous est fournie, pour le deuxième arc d'anomalies situé au Nord d'Avallon, par le sondage TP24 qui a rencontré des formations métamorphiques, alors que les forages voisins, extérieurs à l'axe magnétique, ont trouvé du granite.

L'arc de Chastellux, quant à lui, nous paraît se poursuivre jusqu'à la vallée de la Loire, de façon très discontinue il est vrai, en raison de l'influence d'un réseau de décrochements auxquels est lié le horst de Saint-Saulge. Dans cette hypothèse l'anomalie magnétique de la Charité-sur-Loire correspondrait à la

plus importante manifestation des roches basiques associées aux anatexites. Elles seraient là à une profondeur de l'ordre de 600 m, et se trouveraient complètement indépendantes du corps beaucoup plus profond qui est à l'origine de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris, alors que sur la carte aéromagnétique (planche II, en pochette) l'anomalie de la Charité donne l'impression d'être un diverticule de cette dernière.

Dans la zone de style magnétique très calme constituée par les granites de Lormes, Château-Chinon et leur prolongement au-delà du horst de Saint-Saulge, apparaît très nettement une anomalie de 9 gammas d'amplitude, d'extension subcirculaire, à l'aplomb des rhyolites de Montreuillon. Elle peut être interprétée comme due à une structure cylindrique de génératrice proche de la verticale, que l'on peut assimiler à la cheminée d'épanchement des roches volcaniques. Celle-ci serait située sur l'axe des failles bordières occidentales du Morvan.

Plus au Sud, en limite de la Limagne, nous trouvons entre Moulins et Bourbon-Lancy l'anomalie magnétique la plus intense du levé C.N.R.S. de 1965 : 405 γ d'amplitude sur le panneau survolé à 610 m d'altitude barométrique et 280 γ sur la partie levée à 1 220 m. Sa direction est parallèle à celle du bassin houiller de Blanzy-le-Creusot. L'anomalie se poursuit sur le Morvan proprement dit, à la limite du complexe volcano-sédimentaire de Saint-Honoré-les-Bains et du granite de Luzy. Il est possible que l'anomalie de Thorey-sur-Ouche, en Bourgogne, appartienne au même système, qui prendrait ainsi le Morvan en écharpe du Sud Ouest au Nord Est. Les tufs viséens ne peuvent être rendus responsables de l'origine de ce système d'anomalies, car ils présentent sur la carte du gradient vertical un style magnétique caractéristique très différent. Les interprétations quantitatives laissent plutôt penser à une formation magnétique sous-jacente au volcano-sédimentaire, dont le toit, à la cote — 700 m vers Moulins, remonterait progressivement en direction du Nord Est pour être proche de l'affleurement vers Saint-Léger-sous-Bois.

Deux hypothèses ont été avancées pour expliquer l'axe d'anomalies de Moulins [M. Aubert *et al.*, 1970]. Il s'agirait soit de plusieurs niveaux de roches basiques (au moins trois, d'après le gradient vertical) au sein du socle, soit de schistes et grès pyriteux viséens riches en magnétite. Nous penchons personnellement davantage en faveur de la première hypothèse car les susceptibilités calculées dans le cas d'une aimantation induite, de l'ordre de 10^{-3} uém., correspondent à celles des roches basiques; d'autre part le forage MI 102, proche du corps magnétique, a rencontré à 640 m de profondeur un granite riche en hornblende qui peut témoigner de la présence à proximité de formations basiques.

1.2.4.3. La zone de la Loire méridienne : l'anomalie magnétique du Bassin de Paris.

Nous abordons l'un des problèmes les plus intéressants de notre étude. C'est en effet au niveau de la vallée de la Loire que se situe la culmination de la grande anomalie magnétique du Bassin de Paris. Celle-ci, tant par son extension géographique que par la profondeur où elle trouve son origine, représente une structure crustale majeure dont l'étude concerne tout autant le géophysicien d'exploration que le physicien du Globe ou le tectonicien. Il nous paraît donc utile, avant de proposer une interprétation nouvelle, impliquant des considérations de tectonique globale (*cf.* chapitre 3.1 *), de rappeler les résultats de quelques travaux antérieurs, tout en restant au cours de ce chapitre dans le domaine de la seule interprétation géophysique par méthodes mathématiques.

1.2.4.3.1. Historique.

L'anomalie du Bassin de Paris fut découverte en 1885 par T. Moureaux, qui attribuait les déviations de sa boussole à deux origines possibles : soit à des courants telluriques canalisés le long de failles, soit à d'importantes masses magnétiques profondes. J.P. Rothe [1937], après avoir fait un levé détaillé conserve ces deux hypothèses. Il admet possible la présence d'une « crête magnétique » profonde, mais remarque d'un autre côté que l'anomalie semble s'être modifiée depuis les mesures — pourtant très imprécises — de T. Moureaux, ce que confirme L. Eble en 1931. De fait il fallut attendre D. Tournier [1962] et surtout Le Mouel [1969] pour que soit démontrée la stabilité séculaire de la perturbation du champ magnétique sur le Bassin de Paris, et que sa prétendue migration soit prouvée être liée aux erreurs expérimentales des anciens auteurs.

Parmi les plus récentes interprétations quantitatives proposées, nous distinguerons celles réalisées sur profils, l'anomalie étant supposée cylindrique, de celles tenant compte des différentes dimensions spatiales du corps magnétique.

Les résultats sur la profondeur du toit de la structure donnée par tous les calculs sur profils réalisés dans la partie sud de l'anomalie sont concordants : de 4,7 km à 9,3 km [D. Tournier, 1962] par les méthodes d'indices, y compris en dérivée seconde; 6 km [P. Corpel, C. Weber *et al.*, 1968] par un modèle de couche épaisse choisi sur un profil passant au Sud

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 4-1973.

de la Charité-sur-Loire. La validité de ces modèles peut être discutée, car en toute rigueur, on ne doit pas les supposer illimités vers le bas puisque l'isotherme de Curie relatif à la magnétite se situe aux alentours de 22 km de profondeur pour un gradient géothermique normal. M. Ogier [1971] a donc étudié l'influence sur la forme de l'anomalie d'une limitation vers le bas des modèles bidimensionnels. La meilleure interprétation du profil cité est alors obtenue par un corps de section trapézoïdale, dont le sommet serait situé à 7,2 km sous le niveau du sol et la base à 36 km. On doit sur ce sujet à M. Ogier une intéressante étude sur la signification physique de l'isotherme de Curie pour l'interprétation des anomalies magnétiques.

Le calcul de modèles tridimensionnels nous fournit une approche beaucoup plus réaliste de la nature géologique de l'anomalie. N. Debeglia [1970] par exemple a décomposé, grâce à une étude de la dérivée seconde menée suivant les méthodes conventionnelles, le corps perturbateur en 5 blocs prismatiques dont elle a étudié l'effet en champ total. La profondeur de ces blocs varie de 4 km à 6 km. J. L. Le Mouel [1969], quant à lui, a utilisé la méthode de calcul de A. Hahn [1965] pour représenter le relief magnétique pouvant être à l'origine de l'anomalie (fig. 24). La forme de ce relief est unique si l'on se donne l'aimantation J et la profondeur moyenne h hors de l'anomalie. Pour les paramètres choisis par J.L. Le Mouel, $J = 300\,\gamma$ et $h = 10$ km, on voit que les profondeurs minimales calculées sont de 4 km au Sud de Gien et 6 km sur le parallèle de la Charité. Nous retiendrons ce schéma comme étant globalement représentatif du corps à l'origine de l'anomalie. Nous allons voir qu'il en va autrement dans le détail.

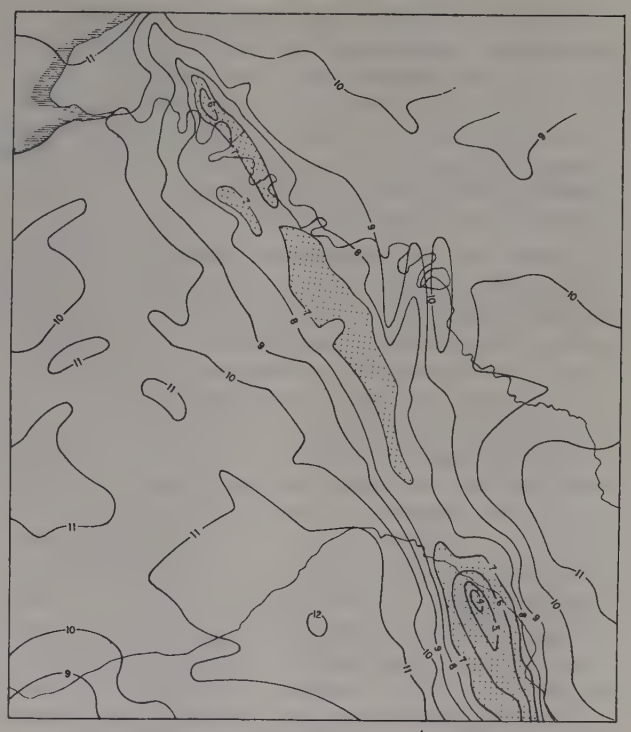


Fig. 24. — *Isobathes du relief magnétique pouvant être à l'origine de l'anomalie du Bassin de Paris*
[Extrait de J.L. Le Mouel, 1969].

1.2.4.3.2. Calcul d'un modèle complexe en techniques fréquentielles.

Les mesures aéromagnétiques les plus complètes sur la partie sud de l'anomalie du Bassin de Paris sont celles du levé C.N.R.S. à l'Est et du levé S.N.P.A. - C.E.P. à l'Ouest. Ces dernières, effectuées à 520 m au-dessus du niveau de la mer, ont été ramenées à l'altitude de 610 m pour être homogènes avec les données C.N.R.S. On peut remarquer que la carte ainsi obtenue (fig. 25), en dépit d'un filtrage en fréquences correspondant à un facteur de coupure de 0,85 nécessaire pour les traitements ultérieurs, est très semblable aux documents originaux (planche II, en pochette).

Les transformations de cartes ont été réalisées suivant le procédé SIGMA pour faire apparaître les anomalies en gradient vertical (fig. 26) et en gradient vertical réduit au pôle (fig. 27). On remarque que la grande perturbation magnétique a complètement perdu le caractère monolithique qu'elle présente à première vue sur les cartes du champ total. Elle se résout en deux systèmes principaux d'anomalies. Le premier, au Nord, correspond à des formes larges, certainement d'origine très profonde, situées au Sud de Gien sur la zone de la plus forte amplitude de l'anomalie. Il devient bifide au Nord de la Loire. Le deuxième système, beaucoup plus étroit et intense, est composé d'anomalies orientées Nord-Sud allant de Châtillon-sur-Loire jusqu'à la hauteur de Nevers; son origine est certainement plus superficielle.

La relation entre les deux systèmes d'anomalies n'est pas évidente. Si l'on utilise les propriétés du gradient (*cf.* 1.1.3) pour repérer les limites verticales du corps magnétique, on peut dessiner directement sur la carte du gradient réduit au pôle des courbes qui représenteraient à peu de choses près les isobathes de ce corps. Il suffit ensuite de calculer l'effet en gradient réduit au pôle du modèle ainsi délimité et d'ajuster les profondeurs et les intensités

d'aimantation jusqu'à ce que l'on obtienne une correspondance satisfaisante entre les données initiales et le calcul de modèle. Les limites verticales du modèle ainsi tracées montrent que le système septentrional s'étend vers le Sud jusqu'à 52,40 grades. L'axe d'anomalies nord-sud apparaît alors comme une apophyse marquant le bord oriental de ce système, prolongé par un apex au Sud.

Il existe de fait un troisième groupe d'anomalies, beaucoup plus localisées, de direction Est-Ouest, qui est bien visible sur les cartes du champ total dans la partie centrale de la grande perturbation magnétique. Il correspond très certainement à des différenciations au toit du socle anté-permien, peut-être à des roches métamorphiques du type de celles carottées au sondage de Ménetou. La forte anomalie située au Nord de Salbris peut également appartenir à ce groupe. Remarquons encore la zone de « creux » magnétique au Nord Ouest de la grande anomalie principale sur les cartes du gradient vertical. Elle paraît souligner la limite du granitoïde de Sennely.

Laissant à part la zone centrale avec ses axes Est-Ouest d'origine superficielle, un modèle pour chacun des deux principaux systèmes d'anomalies a été calculé, en collaboration avec A. Gerard. Nous donnerons ici les profils les plus représentatifs qui ont servi à l'ajustement du modèle nord (fig. 28 et 29), et pour le modèle sud, les cartes du gradient vertical réduit au pôle et du champ total reconstituées par le calcul (fig. 33 et 34). Le modèle nord, profond, est limité à la base à une isotherme de Curie de 20 km; le modèle sud, plus superficiel, est considéré comme illimité vers le bas.

On remarque sur les profils du corps septentrional que les profondeurs déterminées confirment en gros les interprétations antérieures : la culmination du corps magnétique n'excèderait pas 6 km sous le niveau de mesures (soit à la cote — 5 500 m). Le corps s'approfondit cependant assez rapidement vers le Nord, puisque sur le profil 4 son sommet se trouve à — 7 500 m environ. L'intensité d'aimantation reste voisine de 140 γ.

Le modèle méridional a dû être calculé avec une intensité d'aimantation croissant du Sud vers le Nord (17 γ à 60 γ), pour rendre compte des variations d'amplitude de l'anomalie (fig. 30). Les cotes des prismes élémentaires qui composent le modèle indiquent, pour l'apophyse Nord-Sud, une remontée très nette du corps magnétique qui atteint la cote — 1 200 m sur le parallèle de la Charité-sur-Loire. Le sommet de la zone axiale demeure le plus souvent aux alentours de la cote — 2 000 m. Vers le Nord Ouest par contre, dans la zone que l'on peut rattacher au corps qui est à l'origine de l'anomalie septentrionale, les profondeurs atteignent 4 500 m sous le sol. On voit que la carte du gradient vertical réduit au pôle calculée pour ce modèle complexe (fig. 33) présente une similitude remarquable avec la carte transformée homologue (fig. 27). Dans ces conditions il est évident que la carte du champ magnétique provoqué par le modèle (fig. 34) se superpose exactement à la carte expérimentale correspondante (fig. 25) aux détails de l'interpolation mécanographique et à un léger champ régional près.

1.2.4.3.3. Conclusions.

La transformation des données aéromagnétiques en une carte de la dérivée première comportant un filtrage rigoureusement contrôlé des fréquences jugées parasitées, a permis de calculer, dans le même domaine de définition fréquentiel, deux modèles complexes qui rendent compte des moindres variations de profondeur et d'aimantation des corps magnétiques se trouvant à l'origine des anomalies. L'utilisation de cette technique, la plus élaborée existant actuellement pour l'interprétation d'un système d'anomalies magnétiques, mise au point par N. Debeglia, A. Gerard et P. Griveau [1972], a révélé l'existence d'une importante apophyse du corps magnétique, orientée N-S. Celle-ci atteint au niveau de la Charité-sur-Loire une faible profondeur, du même ordre de grandeur que celle du socle anté-permien donnée par les profils de sismique. Etant donné la forte pente de son toit, il n'est pas surprenant que cette apophyse soit passée inaperçue dans les études de modèles faites en champ total avec un prisme vertical large.

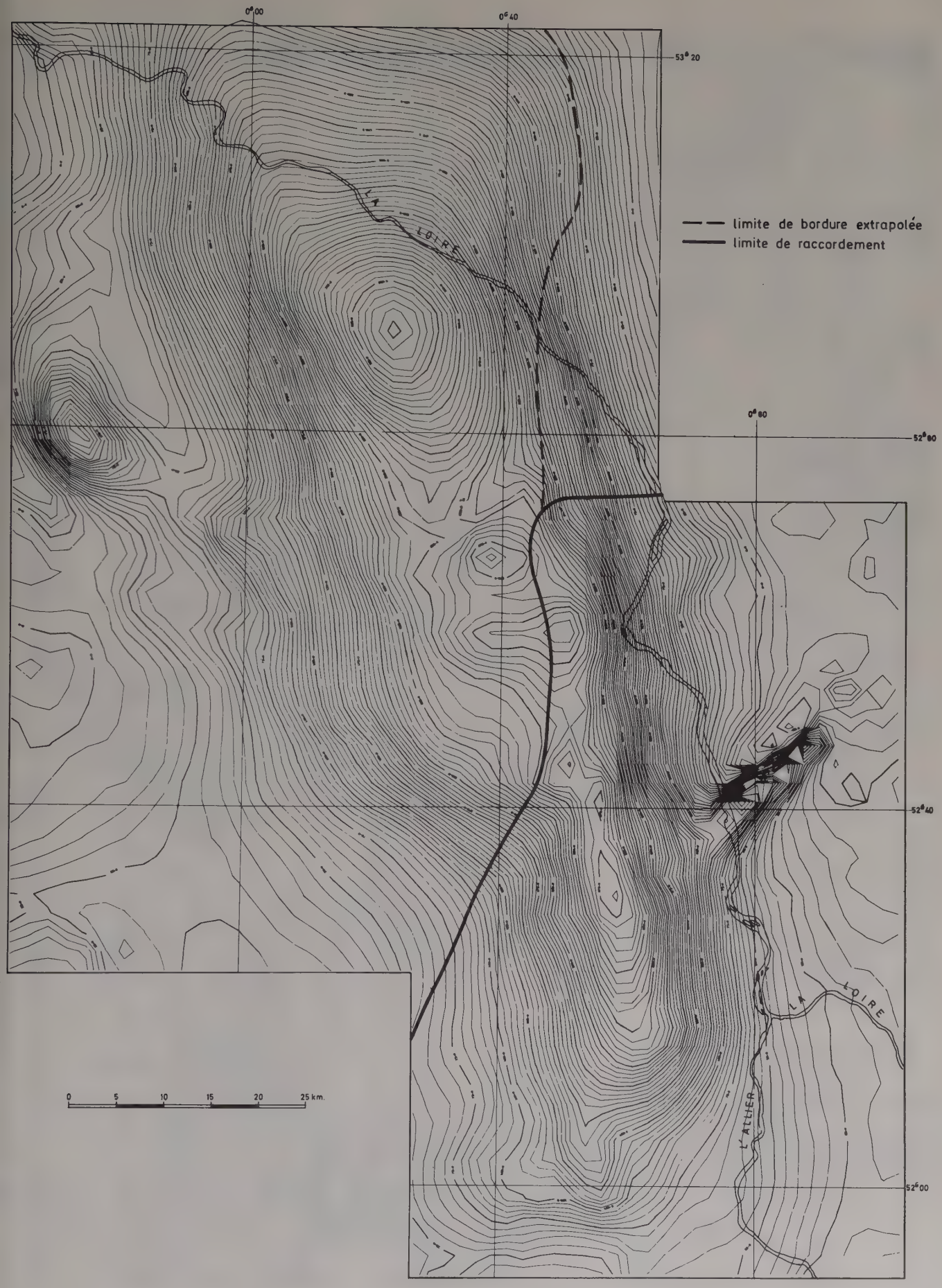
Fig. 25. — *Carte de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris (champ total) à 610 m d'altitude.*

Cette carte est celle d'un champ reconstitué de la façon suivante :

— *au Sud-Est de la ligne de raccordement* par numérisation de la carte C.N.R.S. (levée à 610 m d'altitude), suivant une grille rectangulaire de 2 km (espacement des lignes de vol) $\times$ 1,6 km, puis filtrage avec un facteur de coupure FC = 0,85. Cette carte est superposable à celle donnée planche II (en pochette), aux angularités près du dessin mécanographique;

— *au Nord-Ouest de la ligne de raccordement*, par numérisation de la carte C.E.P.-S.N.P.A. (levée à 520 m d'altitude), suivant une grille carrée de 2 km, puis prolongement à la hauteur de 610 m (FC = 0,85). La bordure nord est de l'anomalie, non cartographiée en levée de détail a dû être extrapolée.

L'espacement des isanomales est de 5 γ.


0°00
0°40
53°20
52°80
52°40
52°00
LA LOIRE
LA LOIRE
L'ALLIER
limite de bordure extrapolée
limite de raccordement
0 5 10 15 20 25 km.

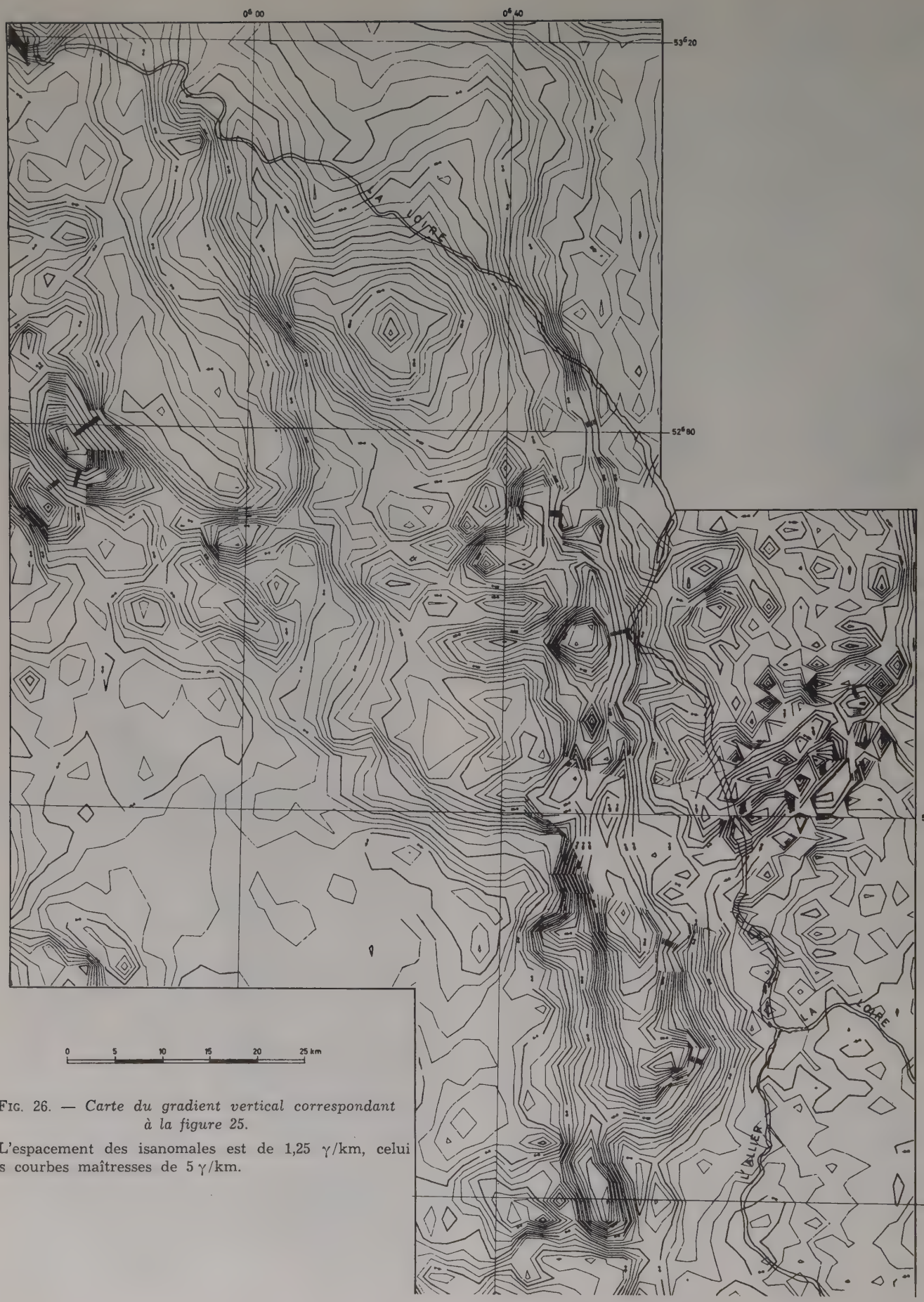


FIG. 26. — *Carte du gradient vertical correspondant à la figure 25.*

L'espacement des isanomales est de 1,25 γ/km, celui des courbes maîtresses de 5 γ/km.

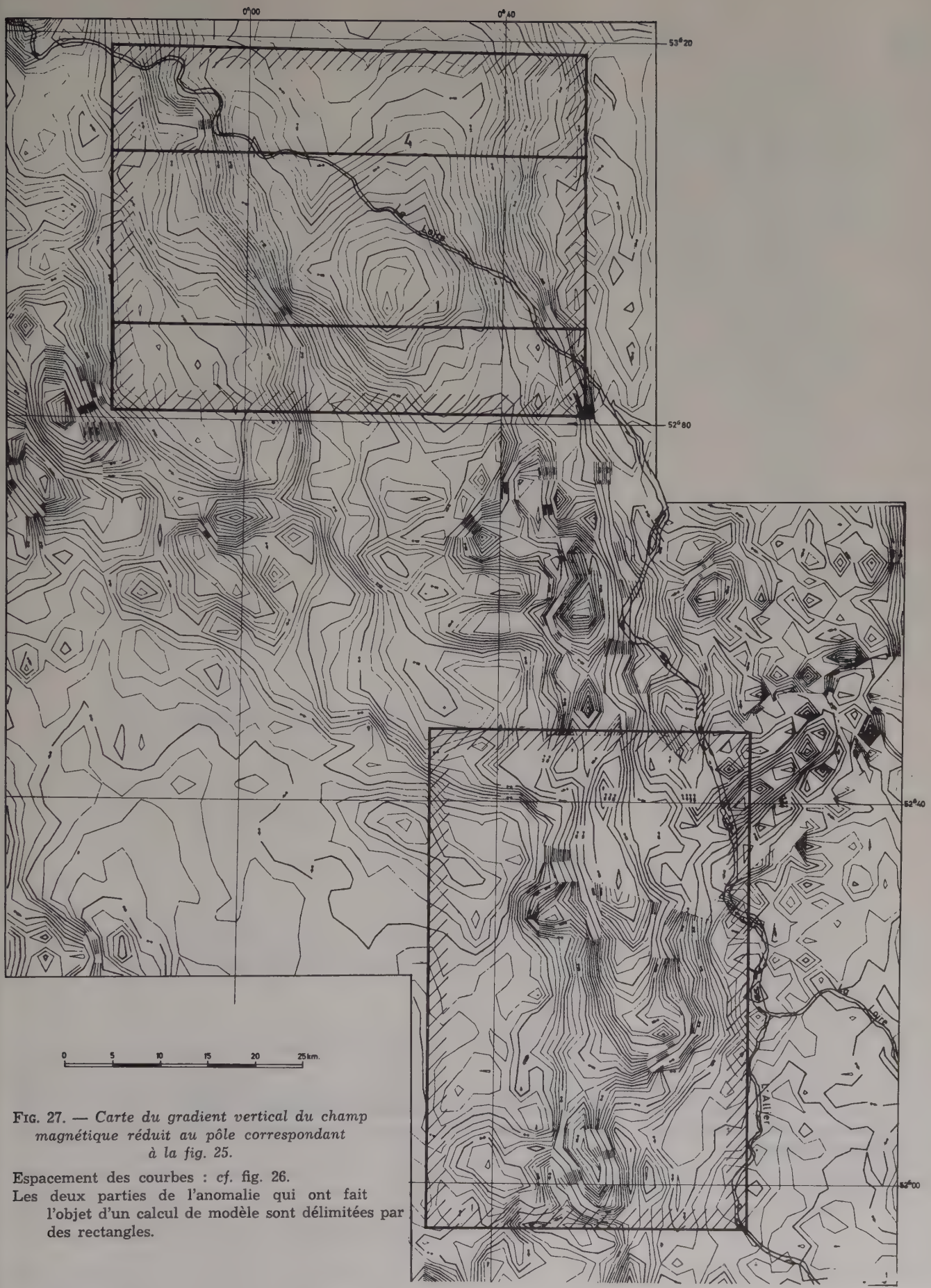


FIG. 27. — *Carte du gradient vertical du champ magnétique réduit au pôle correspondant à la fig. 25.*

Espacement des courbes : *cf.* fig. 26.

Les deux parties de l'anomalie qui ont fait l'objet d'un calcul de modèle sont délimitées par des rectangles.

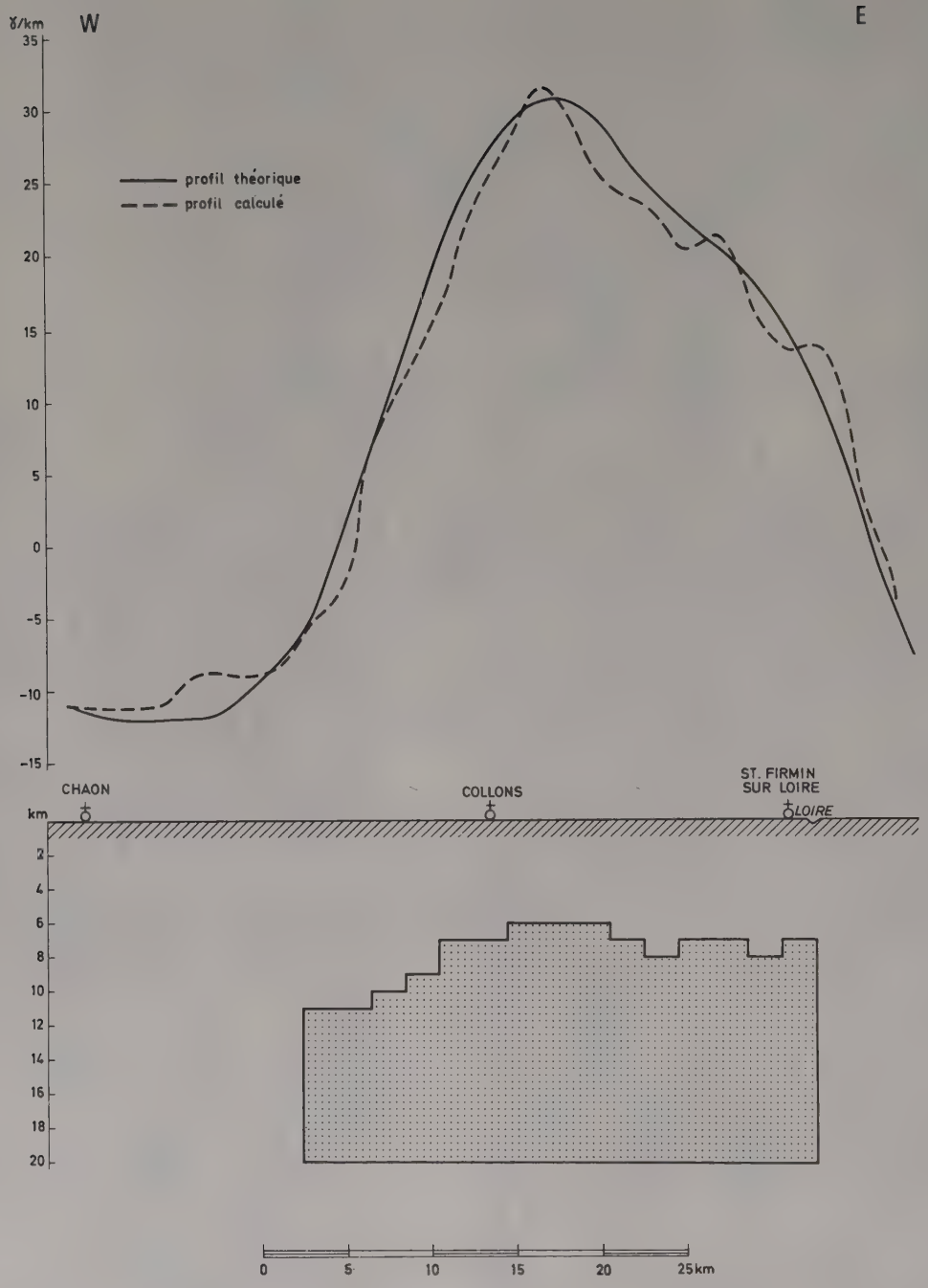


FIG. 28. — *Interprétation par un modèle tridimensionnel de la partie nord de la carte du gradient vertical réduit au pôle dans la région de l'anomalie du Bassin de Paris. Profil 1* (localisé sur la fig. 27).

L'intensité d'aimantation est de 134 γ. Le modèle est limité vers le bas approximativement au niveau de l'isotherme de Curie de la magnétite.

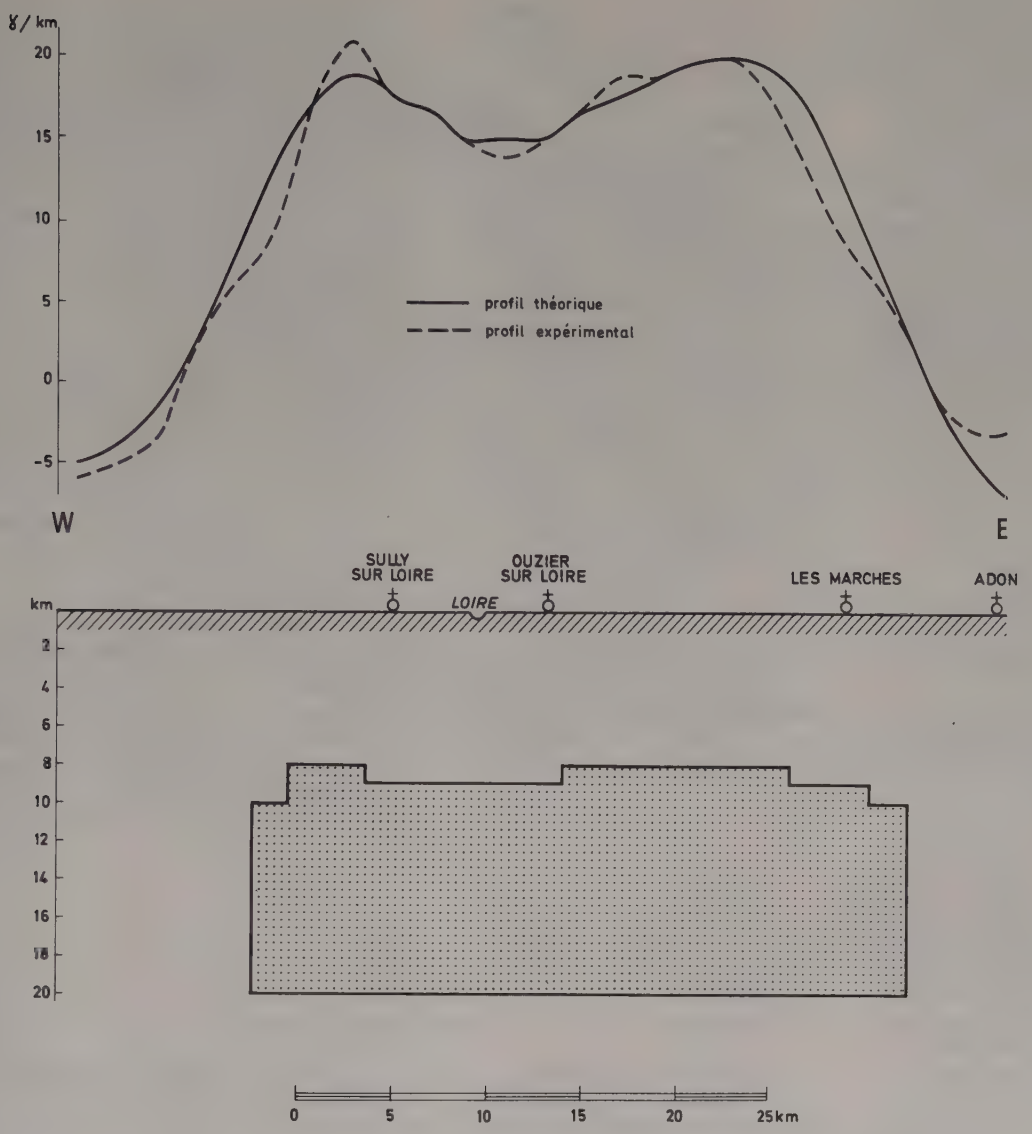


FIG. 29. — *Interprétation par un modèle tridimensionnel de la partie nord de la carte du gradient vertical réduit au pôle dans la région de l'anomalie du Bassin de Paris. Profil 4* (localisé sur la fig. 27).

L'intensité d'aimantation du modèle est de 146 γ.

Ces nouveaux résultats posent le problème essentiel de la relation spatiale entre l'apophyse superficielle et l'important corps magnétique profond. L'aimantation de la première est 2 à 3 fois plus faible que l'aimantation du second. S'agit-il d'une différenciation particulière d'un même ensemble basique mis en place dans la croûte du Bassin de Paris ? On ne peut manquer d'être frappé par la superposition entre l'axe magnétique N-S et le réseau de failles de Sancerre. On trouve également là l'explication de la présence d'une anomalie gravimétrique positive à l'aplomb de la seule extrémité sud de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris, le corps lourd calculé en 1.1.4.5 étant approximativement à la même profondeur que le marqueur magnétique. Ce résultat nous encourage enfin à espérer qu'un sondage de 2 000 m, et non plus de 5 000 à 6 000 m, permettra un jour prochain d'élucider le mystère de cette anomalie qui intrigue les géophysiciens français depuis près d'un siècle. Mais la sismique nous apporte des informations supplémentaires d'un grand intérêt.

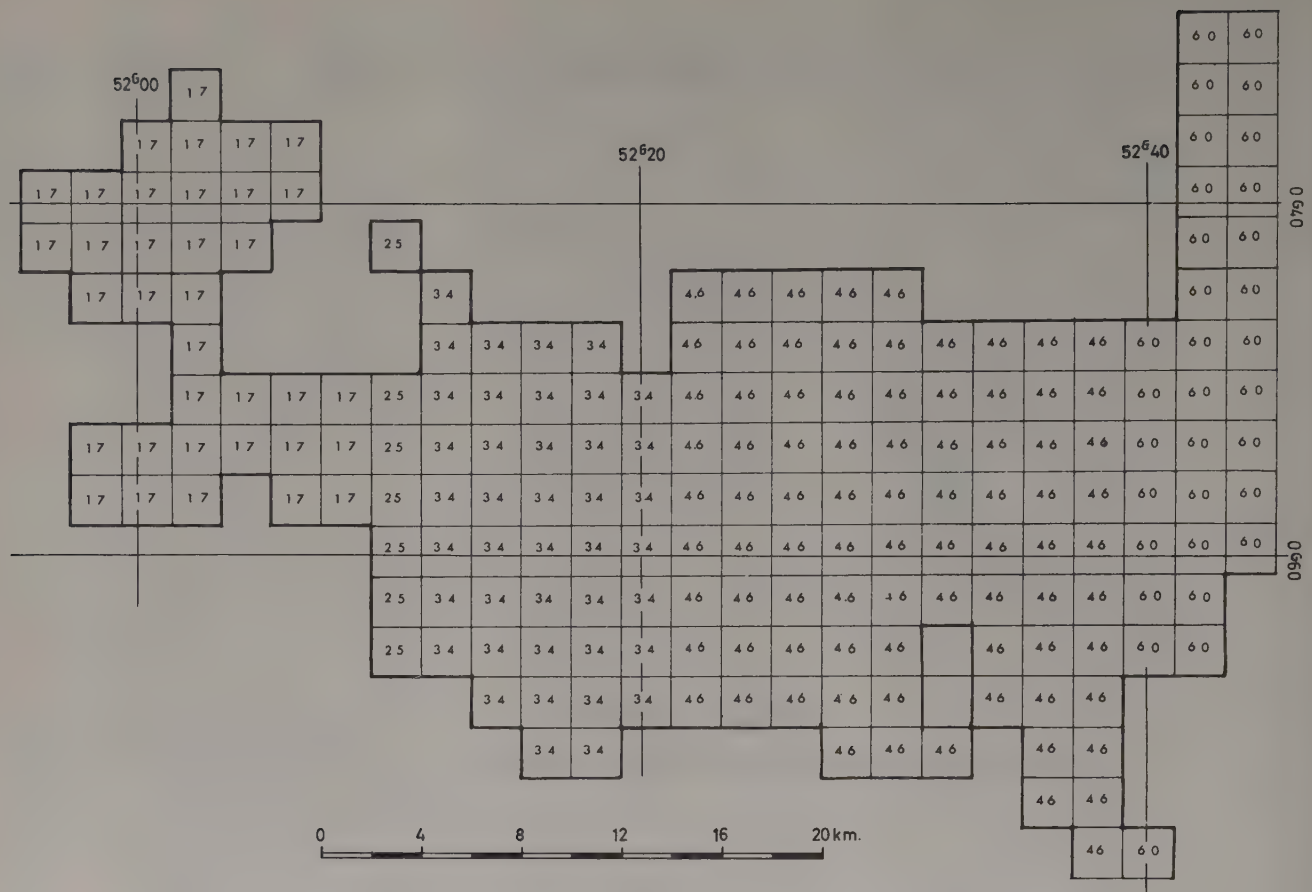

52°00
52°20
52°40
0640
0660
0 4 8 12 16 20 km.

FIG. 30

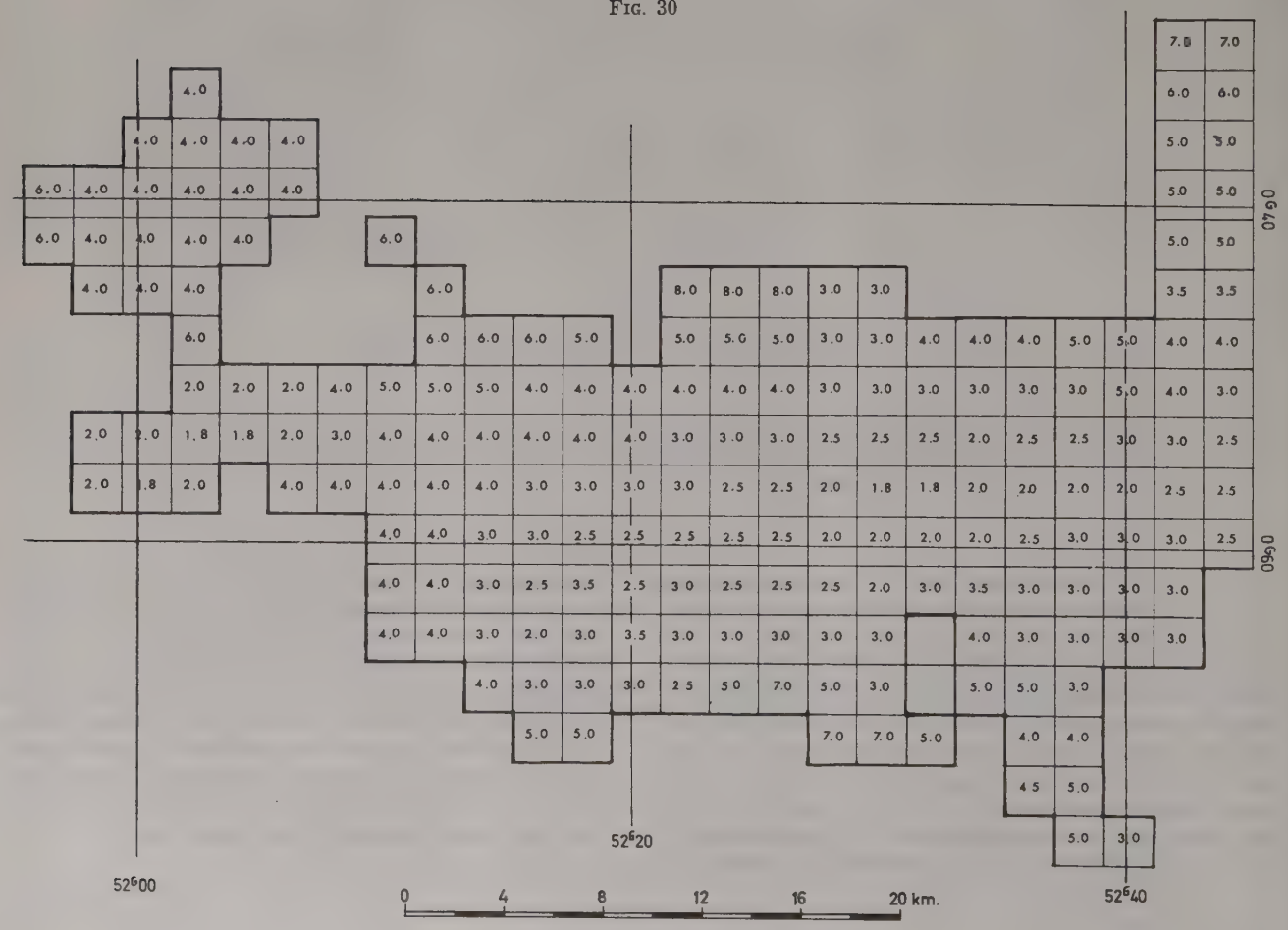

52°00
52°20
52°40
0640
0660
0 4 8 12 16 20 km.

FIG. 31

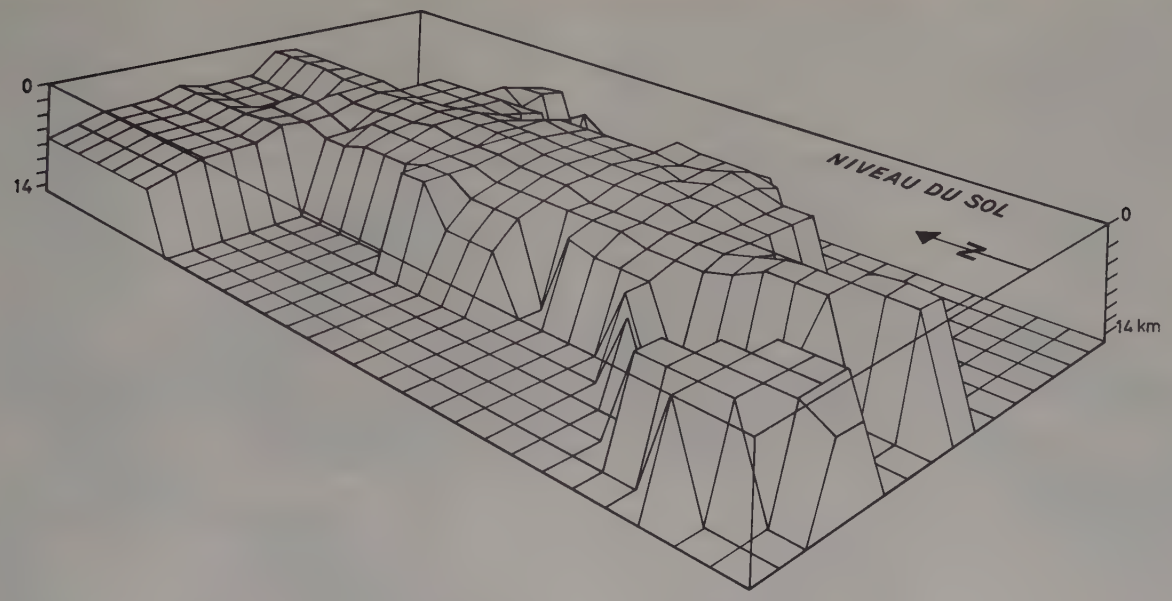


FIG. 32. — *Bloc diagramme représentant les variations de profondeur du toit du modèle calculé pour le Sud de l'anomlie magnétique du Bassin de Paris.*

Cette figure est à rapprocher de la carte, fig. 31. Pour plus de clarté, chaque prisme élémentaire a été représenté par la distance au sol du centre de sa face supérieure. L'allure générale du modèle est ainsi bien représentée, mais il faut se souvenir que les faces obliques n'existent pas dans le calcul. La base du bloc a été dessinée à 15 km de profondeur, alors que le modèle calculé est illimité vers le bas.

Dessin mécanographique par T.T. CAO, modifié.

FIG. 30. — *Carte indiquant les aimantations du modèle calculé pour la terminaison méridionale de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris.*

Le modèle destiné à interpréter la partie sud de l'anomalie (délimitée sur la fig. 27) a été décomposé en une série de prismes élémentaires (2 km de côté) d'aimantation et de profondeur différentes.

Unité : le gamma.

FIG. 31. — *Carte représentant les variations de profondeur du modèle calculé pour la terminaison méridionale de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris.*

Les profondeurs du toit des prismes élémentaires sont indiquées en km sous le niveau de référence (610 m d'altitude). Pour obtenir les profondeurs au-dessous du sol, il conviendrait de retrancher environ 0,4 km aux valeurs indiquées.

Le modèle a été supposé illimité vers le bas. Etant donné sa proximité de la surface une limitation au niveau de l'isotherme de Curie de la magnétite n'aurait pas sensiblement modifié l'anomalie calculée.

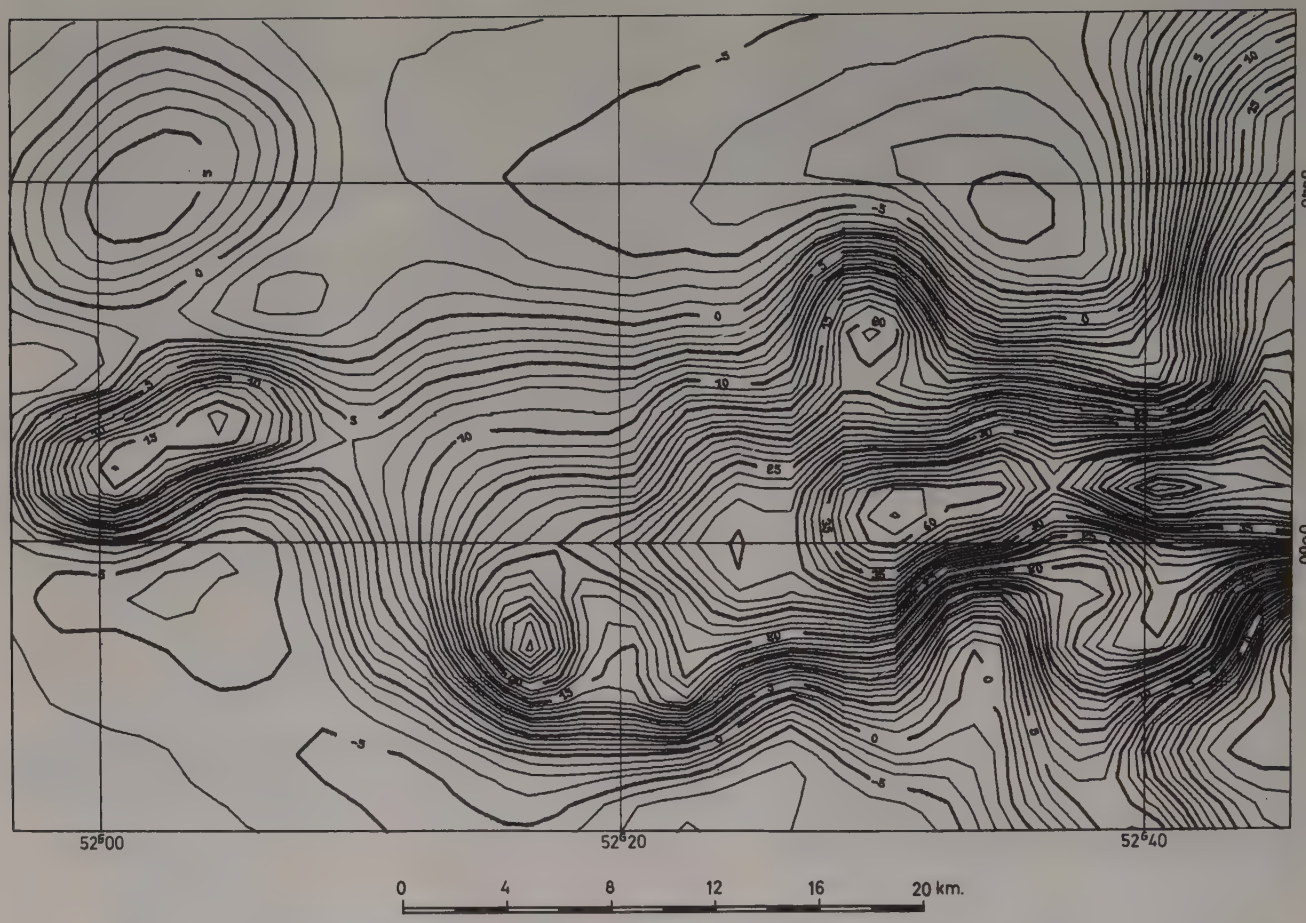


FIG. 33. — *Carte du gradient vertical du champ magnétique réduit au pôle calculé pour le modèle représenté sur les fig. 30 et 31.*

L'espacement des courbes est de 1,25 γ/km.

Le calcul a été effectué en domaine fréquentiel, avec le même facteur de coupure que la carte « expérimentale », fig. 27.

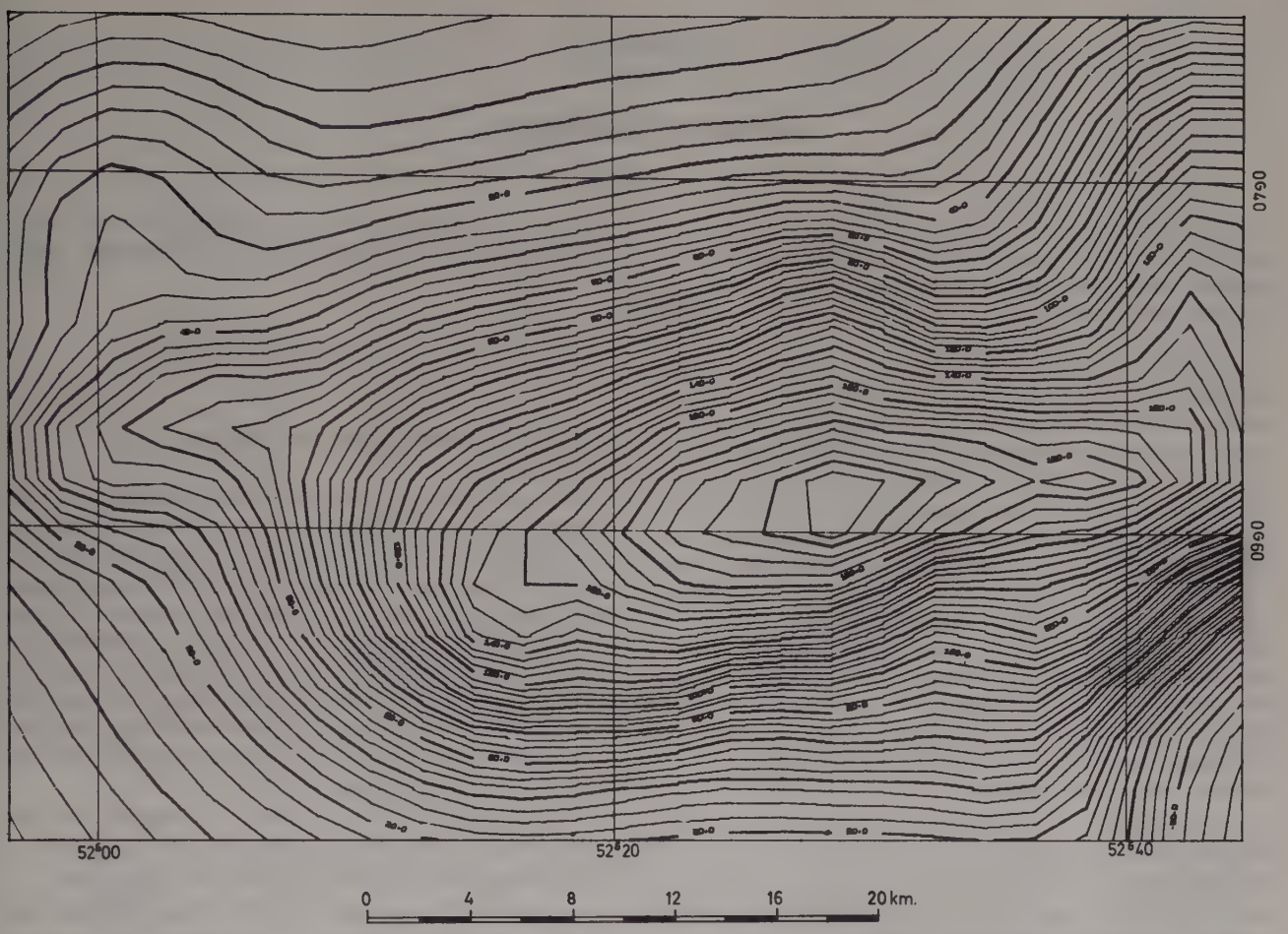


FIG. 34. — *Carte du champ magnétique calculé pour le modèle représenté sur les fig. 30 et 31.*
L'espacement des courbes est de 5 γ.

Chapitre 1.3

Données sismiques

Les prospections sismiques et les études séismologiques fournissent une approche toute différente de la gravimétrie ou du magnétisme pour la connaissance du socle du Bassin de Paris. Ce ne sont plus en effet les anomalies d'un champ terrestre qui sont mesurées, mais les temps de propagation, dans le milieu stratifié que constitue l'écorce terrestre, des ondes issues soit de tremblements de terre, soit le plus souvent d'explosions spécialement provoquées. Une fois repérées les vitesses caractérisant les différentes strates (par exemple au moyen d'un carottage de vitesse dans un forage ou par des sondages sismiques), on s'attache alors à faire apparaître les anomalies dans les vitesses de propagation qui sont dues soit à des variations de profondeur des horizons réfracteurs ou réflecteurs, soit à des failles. Nous disposons ainsi pour ces horizons de cartes en courbes d'égal temps de propagation (« isodélais ») que l'on peut transformer en courbes d'égale profondeur (isobathes) si l'on connaît la loi de variation de la vitesse avec la profondeur.

Les prospections de sismique réflexion nous renseignent principalement sur la morphologie des couches formant la couverture sédimentaire du Bassin. Les profils de sismique réfraction ont été réalisés pour le compte de sociétés de recherche d'hydrocarbures essentiellement afin d'étudier le « marqueur socle ». Les travaux à but purement scientifique, utilisant comme source d'ébranlement les tirs de carrière, ont été exploités en réfraction, mais aussi en réflexion, surtout pour connaître l'allure de la base de la croûte (discontinuité de Mohorovičić). L'étude des sismogrammes correspondant à des tremblements de terre lointains peut fournir des informations complémentaires, notamment par l'étude de la dispersion des ondes de surface : vitesses de phase, épaisseur des couches profondes [K. Moazami-Goudarzi, 1968]. Par contre la seule considération de la localisation des épicentres des séismes survenus dans le Bassin de Paris et ses bordures ne peut donner d'indications tectoniques valables en raison de la rareté des événements enregistrés [J.P. Rothe, 1967; J.P. Rothe et N. Dechevoy, 1967].

Nous ferons, au cours de ce chapitre, l'inventaire des différents travaux effectués sur la partie sud du Bassin de Paris, en reprenant de façon synthétique les interprétations publiées et celles, de sources inédites, qui nous ont été communiquées. Sauf exception, il ne nous a pas paru nécessaire de les modifier. Rappelons que le B.R.G.M. a participé à la réalisation matérielle d'un certain nombre de profils de sismologie expérimentale [*cf.* G. Perrier, 1965].

1.3.1 — Données de base

1.3.1.1. Prospections pétrolières.

Un nombre important de profils sismiques a été réalisé sur les anciens permis de l'Indre (Société nationale des pétroles d'Aquitaine) et de Gien, Sancerre et Bourges (Compagnie d'exploration pétrolière), par la Compagnie générale de géophysique pour le compte de ces sociétés *. Le lecteur trouvera sur les cartes d'inventaire des prospections géophysiques publiées par le B.R.G.M. la localisation des études de réflexion. Leurs caractéristiques techniques ne sont pas constantes. On peut cependant indiquer les plus usitées.

— Points de tir : forages d'une vingtaine de mètres; jusqu'à 49 trous groupés pour les dispositifs en couverture simple; charges allant de 0,1 à 5 kg.

— Dispositifs : en général 2×12 sismographes par trace; couverture simple à dodécuple, fréquemment quadruple.

— Enregistrement et restitution : traitement des bandes magnétiques au central de la C.G.G.; corrections statiques (c'est-à-dire ensemble géophones - points de tir ramenés à un niveau de référence DP, datum plane) et corrections dynamiques (compensant la variation de la vitesse moyenne avec la profondeur, et l'obliquité due à la position de la trace par rapport au point de tir); restitution en densité variable.

La figure 35 montre la localisation des 20 profils de réfraction. On voit que le maillage est assez lâche et qu'il est donc difficile d'établir une carte des ondulations du socle au seul vu de leurs résultats. Précisons les caractéristiques d'établissement de ces profils.

* Nous remercions la S.N.P.A. et la C.E.P. (actuellement Elf-ERAP), qui nous ont donné l'aimable autorisation de consulter les rapports de l'entrepreneur, considérés comme confidentiels par le Code minier français, et nous ont communiqué des résultats de leurs propres interprétations.

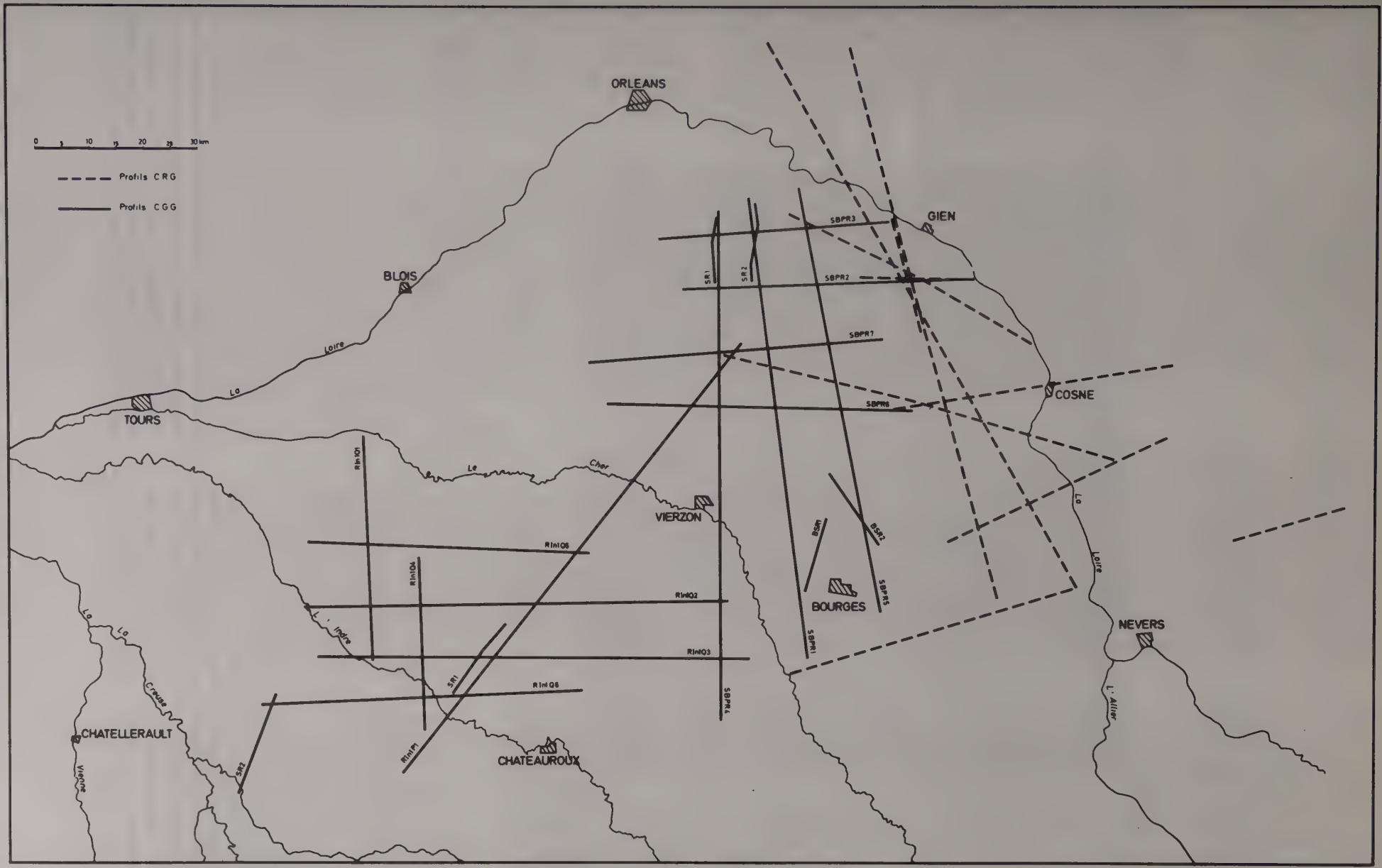


FIG. 35. — *Localisation des profils de sismique réfraction effectués par la Compagnie générale de géophysique et le Centre de recherches géophysiques de Garchy.*

— Points de tir : à chaque extrémité du profil, un à neuf trous par tir; charges de 50 kg à 200 kg.

— Dispositifs : 20 sismographes par trace, disposés en étoile; 120 m entre traces.

— Enregistrement et restitution : chaque tir est enregistré simultanément sur film optique et sur bande magnétique, après filtrage des hautes fréquences. Les bandes sont rejouées par le central en représentation galvanométrique et densité variable, sans correction dynamique.

Dans la région de Buzançais une campagne de « moyenne réfraction » a été réalisée afin d'étudier les épaisseurs et vitesses du recouvrement crétacé, dont la connaissance se révélait indispensable pour corriger les délais supplémentaires que ces paramètres avaient introduits sur les sections de sismique réflexion.

1.3.1.2. Etudes scientifiques.

Nous distinguons les travaux ayant pour but l'investigation du toit du socle de ceux se rapportant au Moho.

Dans la première catégorie nous trouvons l'étude séismique du socle dans la région de la Charité-sur-Loire, effectuée par P. Baltenberger et M. Recq [1965], à partir des tirs de la carrière de Beffes. Nous l'avons complétée en compilant les profils récents du Centre de recherches géophysiques dans le Val de Loire, pour faire apparaître les réfractions liées au socle, d'après les données que nous a obligeamment communiquées P. Baltenberger. L'ensemble de ces résultats nous a servi à établir le tracé des courbes isobathes qui est figuré sur nos cartes hypogéologiques.

La plupart des articles publiés en séismologie expérimentale se rapportent à la connaissance du Moho. Dans notre région, nous pouvons citer, par ordre chronologique, G. Perrier [1965] pour le Morvan, le Nivernais et la Bourgogne, P. Baltenberger [1967] pour un profil Chartreuse - Morvan - Puisaye, J. Dorel et P. Mechler [1969] pour la bordure occidentale du Morvan, et P. Baltenberger [1971] pour le Sud Est du Bassin de Paris. Nous devons à l'implantation du Centre d'études géophysiques à Garchy un grand nombre de données séismiques sur le Nivernais. Par contre, à l'Ouest de Bourges nous ne possédons actuellement aucun élément sur les variations d'épaisseur de la croûte. On doit cependant remarquer que c'est au niveau de la vallée de la Loire (anomalie magnétique du Bassin de Paris) que l'on peut s'attendre à rencontrer les phénomènes les plus intéressants.

1.3.2 — Sismique réflexion

Les informations les plus importantes qu'apporte la sismique réflexion sur le socle du Bassin de Paris sont souvent indirectes. Elles concernent avant tout la couverture sédimentaire, les réflexions sur le socle étant très exceptionnelles avec les dispositifs employés. Elles nous intéressent principalement pour les failles qu'elles permettent de localiser, certaine ayant un rejet tel qu'elles impliquent un rôle actif du socle.

Il paraît utile d'indiquer liminairement que les mesures ont été ramenées à un plan de référence (D.P.) en général situé à la cote + 150 m, et que les corrections de surface ont été réalisées avec des vitesses variant entre 1 000 m/s (Crétacé altéré) et 3 200 m/s (Jurassique).

Les réflecteurs les plus communément suivis sont les suivants (*cf.* fig. 36) :

— le repère C, proche du sommet du Cénomanien; il est lié à un enrichissement de la craie en argile;

— le repère P, toit du Jurassique;

— le repère K, toit des marnes du Kimméridgien;

— le repère D, toit du Dogger (en fait de toute la série carbonatée du Jurassique moyen), auquel correspond un net accroissement des vitesses;

— le repère L, toit du Lias;

— le repère T, toit du Trias. Cet horizon est fréquemment difficile à suivre, car il subit l'influence d'arrivées multiples qui masquent les réflexions réelles;

— très exceptionnellement la base du Trias peut présenter des réflexions identifiables.

Un des traits les plus caractéristiques perceptibles sur les cartes en isochrones des plus profonds de ces niveaux — L, principalement — est l'importance d'un réseau de fractures méridien, presque continu de Montargis à Sancerre. Celui-ci correspond d'ailleurs partiellement à des failles cartographiées en surface; il apparaît plus complexe en profondeur. Au Nord (Montargis - Briare), le rejet maximum atteint 25 millisecondes, temps simple. Deux failles principales affectent le Lias, l'une passant par Châtillon-sur-Loire, l'autre par Sully. Ce réseau semble décalé vers le Sud Est par un accident oblique (décelé en réfraction), et réapparaît au Sud de Gien; il peut être suivi jusqu'à la hauteur de Sancergues. Les cartes de l'intervalle temps L - T montrent que plusieurs de ces failles ont joué dès le Trias, alors que les géologues attribuaient communément une origine récente aux accidents méridiens du type de la faille de Sancerre.

La faille de Sennely nous fournit un exemple de la complexité dans les jeux ou rejeux de ces failles, telle que la sismique réflexion et les forages nous

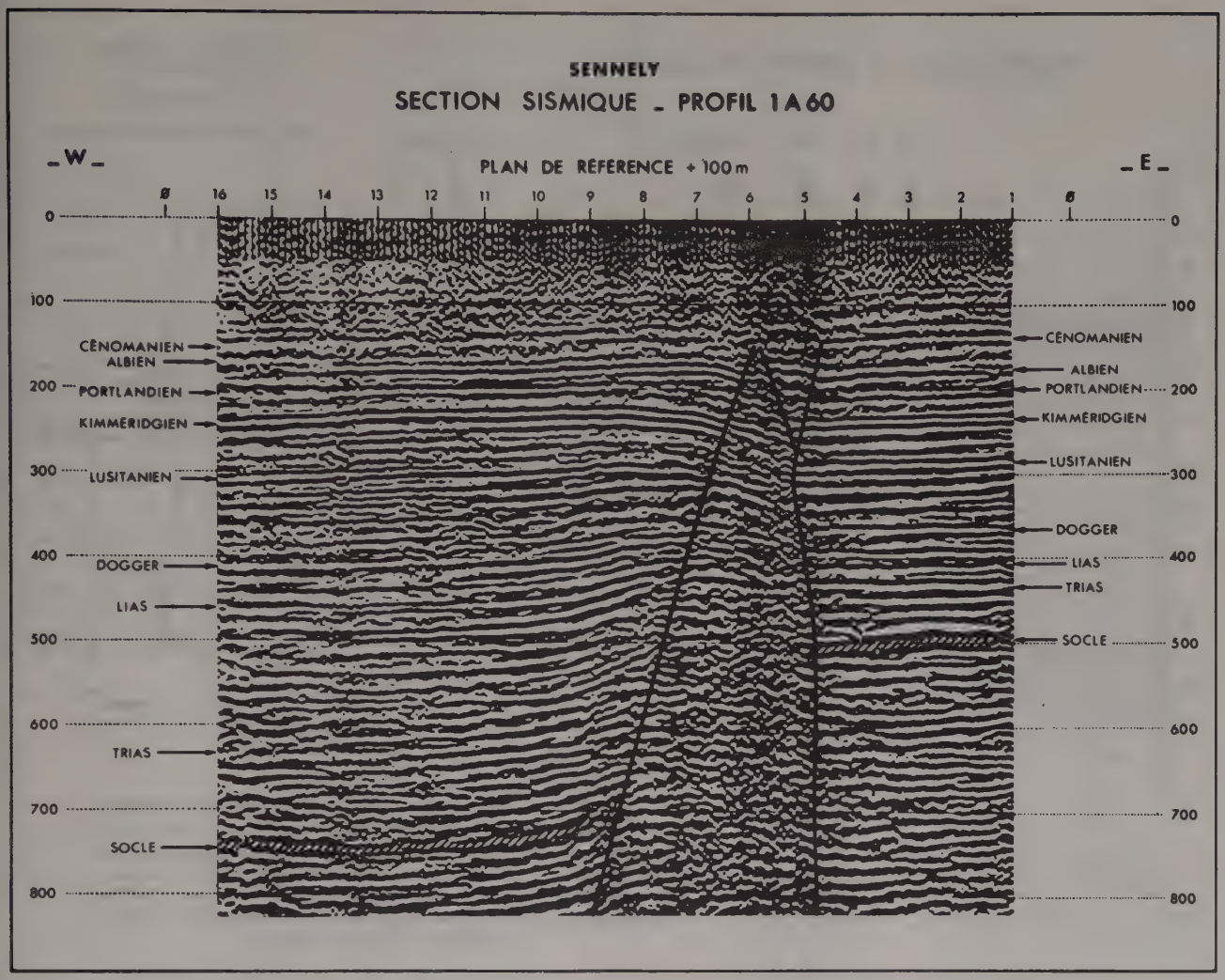


FIG. 36. — *Section sismique passant par la faille de Sennely* (profil 1 A 60)

[extrait de F. HÉRITIER et J. VILLEMIN, 1971]

La localisation du profil a été reportée dans le cartouche de la figure 37.
Echelle horizontale : 0,5 km environ par unité de distance.
Echelle verticale : temps simples en millisecondes.

permettent de l'appréhender. Cette cassure, qui n'apparaît pas en surface [elle ne se traduit pas dans la série lacustre de la Sologne, *cf.* N. DESPREZ, 1971], se dédouble en profondeur en affectant les terrains jusqu'à la base du socle (fig. 36 et 37). On constate par l'examen des sections sismiques et des données de forages qu'il s'agit là d'un accident très ancien qui a d'abord mobilisé le socle et a ensuite constamment rejoué [F. HÉRITIER et J. VILLEMIN, 1971]. Des mouvements horizontaux ne sont pas à exclure. Cependant la figure 38 en représente les phases principales dans l'hypothèse de déplacements verticaux prédominants. Dès le Trias, ou le Permien si l'on considère que la faille de Sennely marque la limite orientale d'une fosse permienne probable, le compartiment ouest s'est enfoncé par rapport au compartiment est. Ce mouvement s'est poursuivi, avec une amplitude décroissante, jusqu'au Jurassique supérieur : la série liasique ayant une épaisseur de 345 m à l'Ouest, 82 m à l'Est. Après une période calme (Kimméridgien, Portlandien), le sens du rejet s'inverse, le panneau oriental devenant subsident. Enfin, à partir du Crétacé supérieur la faille reprend son mouvement d'origine en abaissant le côté ouest. Nous verrons au chapitre 3.3 * la relation entre ces failles

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 4-1973.

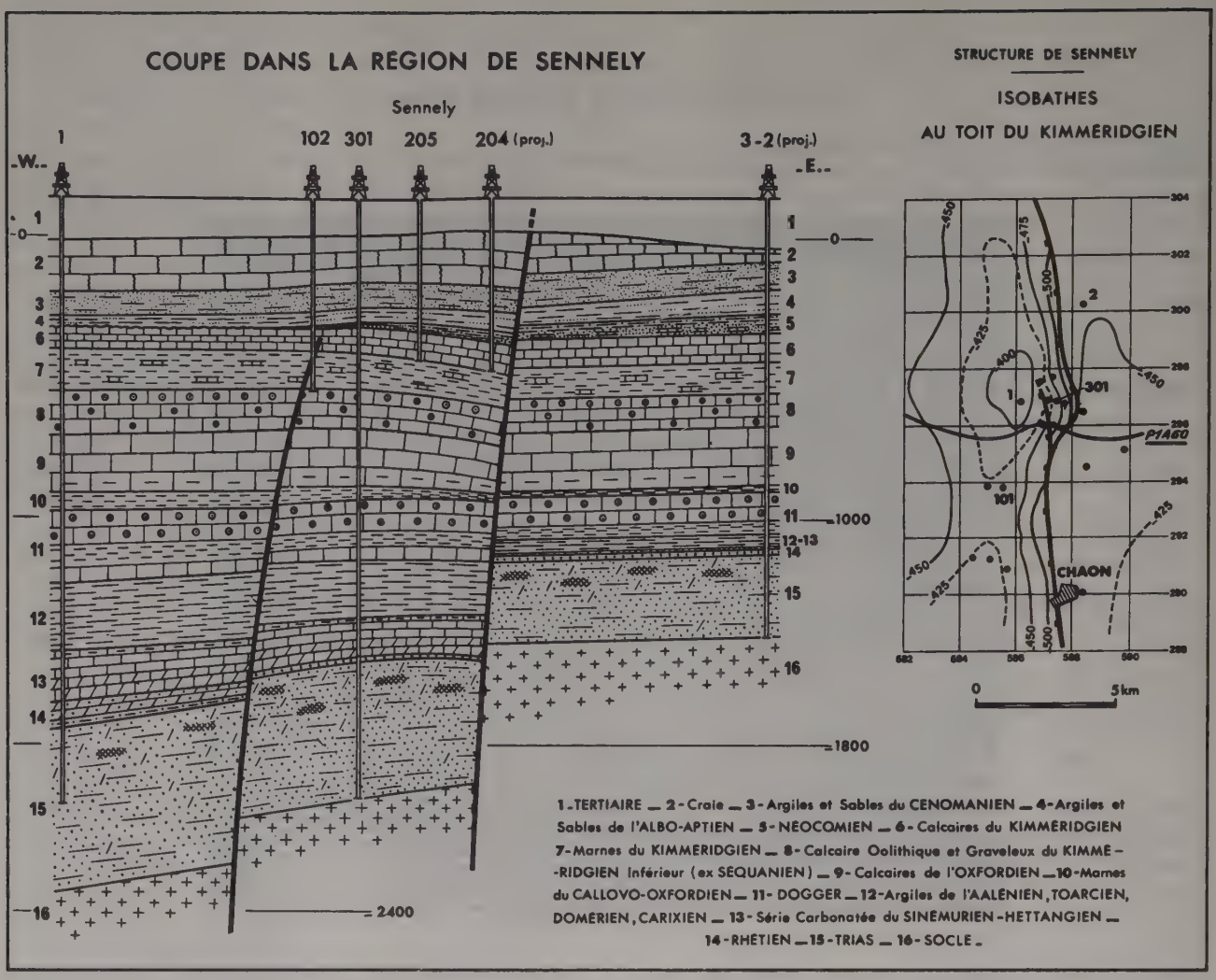


FIG. 37. — *Coupe géologique dans la région de Sennely établie d'après les sondages* [d'après F. HÉRITIER et J. VILLEMIN, 1971].

subméridiennes et l'anomalie magnétique du Bassin de Paris, qui peut expliquer la mobilité constante du socle dans cette zone.

La faille de Sennely s'amortit vers le Sud au niveau de Nançay. Elle se trouve relayée par un important accident est-ouest, connu des pétroliers sous le nom de faille de la Ferté. Son rejet, en temps simple, est de l'ordre de 50 millisecondes au niveau du réflecteur L. Le tracé de cette faille se situe approximativement à l'endroit où l'on perd le marqueur socle sur les profils de sismique réfraction (fig. 40). Nous pensons donc qu'il marque la limite spetentrionale de la fosse permienne de Contres.

Mentionnons encore un faisceau de failles parfaitement visible au niveau de l'horizon L sous la vallée de l'Indre à l'Ouest de Châteauroux. Deux directions dominent : l'une NW-SE, suivant la vallée, l'autre N-S à NE-NW. Elles délimitent entre elles une série de horsts et grabens de 100 m à 200 m de dénivelée. Deux zones hautes ont été plus particulièrement étudiées par des pétroliers : la structure de Clion, qui a été forée, et le horst de Saint-Genou. Ces accidents se superposent à des failles déduites de l'interprétation des anomalies magnétiques [G. DUBREUIL et C. WEBER, 1970]. On peut donc affirmer qu'ils ont affecté le socle, et qu'ils ont joué — ou rejoué — pendant une partie des temps secondaires, comme le montrent les isopaques de l'intervalle K - L.

Dans cette même région des réflexions ont été enregistrées dans le Permien et même au toit du socle; elles sont suffisamment nettes pour avoir permis à la S.N.P.A. d'effectuer un schéma en isobathes de la

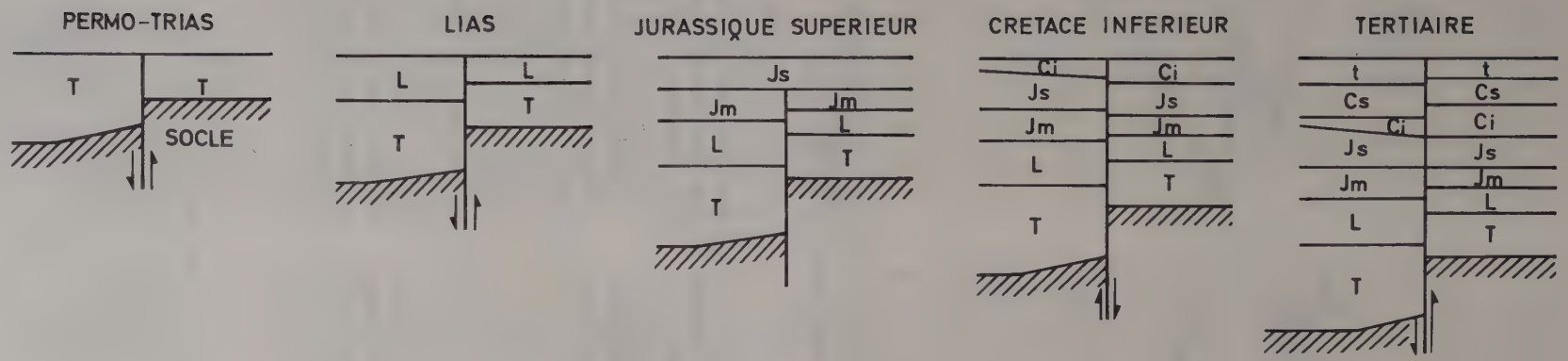


FIG. 38. — *Evolution de la faille de Sennely d'après la sismique réflexion et les sondages.*

Ce schéma montre le jeu différentiel des compartiments de la faille au cours de l'histoire géologique du Bassin de Paris.
T : Trias; L : Lias; Jm,s : Jurassique moyen, supérieur; Ci,s : Crétacé inférieur, supérieur; t : Tertiaire.

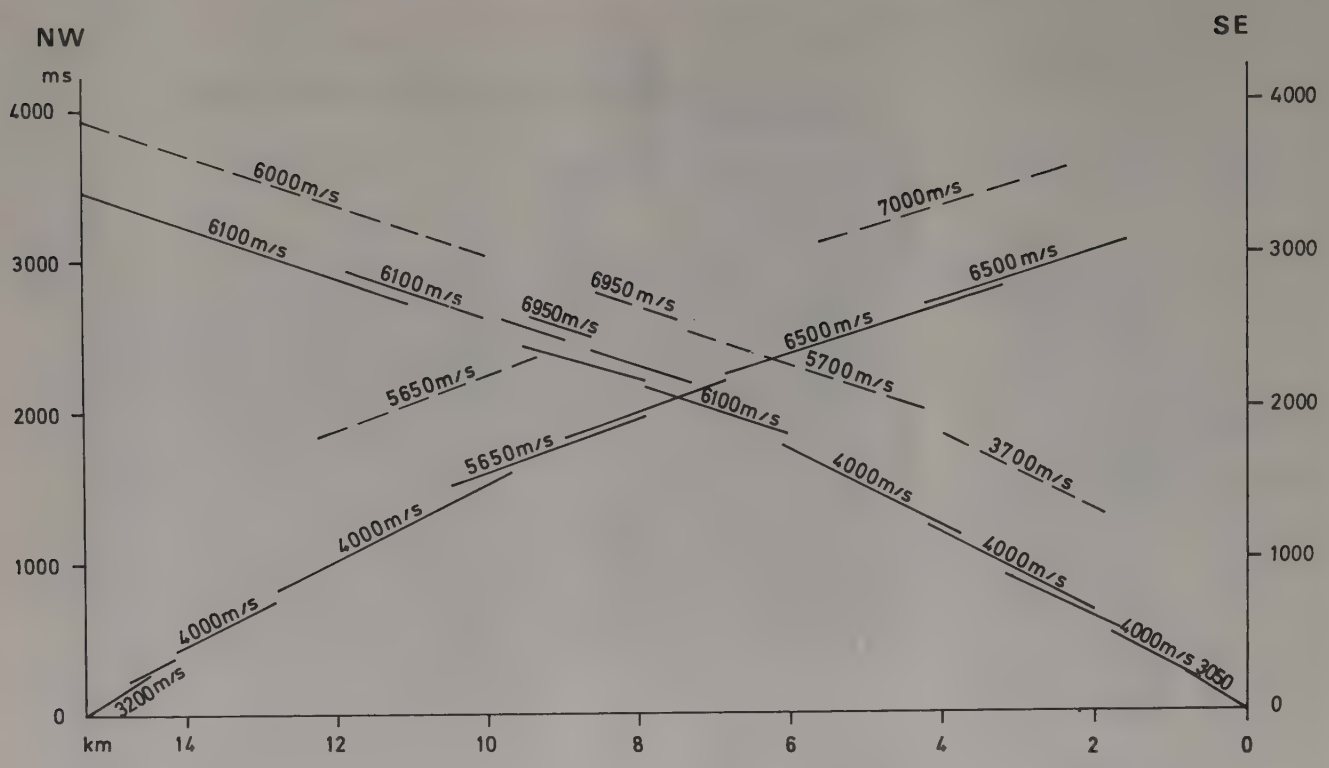


FIG. 39. — *Sondage-réfraction dans la région de Bourges* [d'après J.J. GUILLOT, 1964].
(Profil BSR2, *cf.* fig. 35).

fosse permienne d'Arpheuilles, orientée NW-SE. Les profondeurs calculées pour le socle réflexion correspondent bien à celles du profil de sismique réfraction donné par la figure 40. Il existe par ailleurs une superposition remarquable entre l'axe du bassin permien tracé d'après la sismique et l'anomalie gravimétrique négative d'Arpheuilles, en gradient vertical.

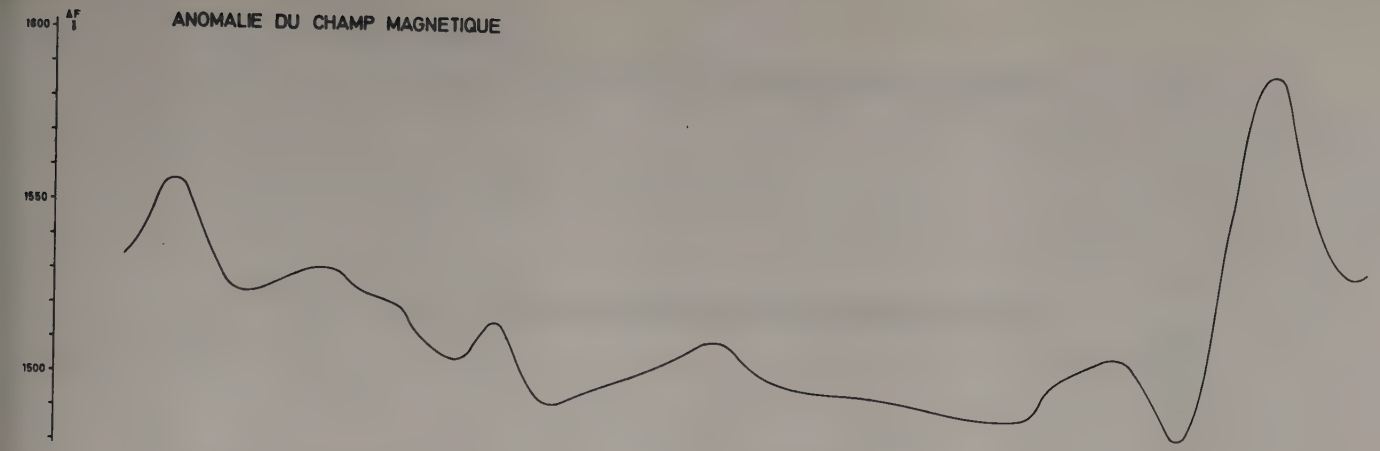
1.3.3 — Sismique réfraction

La méthode employée par la Compagnie générale de géophysique est celle du profilage continu, du type GARDNER. La première phase consiste à effectuer dans la région à étudier un sondage réfraction en tirs direct et inverse, pour déterminer les vitesses approximatives des marqueurs que l'on veut suivre ainsi que les dispositifs sismographiques les plus adaptés à la détection de ces marqueurs. Nous reproduisons en figure 39 un tel sondage, réalisé sur le permis de la C.E.P. [J.P. GUILLOT, 1964]. Le premier marqueur y apparaît avec une vitesse de 4 000 m/s, et correspond à une réfraction du sein de la série sédimentaire (base du Lusitanien ?), difficilement exploitable. On trouve ensuite sur la dromochronique inverse une arrivée à 5 600 m/s, qui provient très certainement du Permien. Le socle apparaît à partir de 6 km du point de tir sur la dromochronique directe et 7,5 km sur la courbe inverse, avec des vitesses apparentes comprises entre 6 000 et 6 300 m/s. On remarque une anomalie de vitesse (7 000 m/s) et une brisure sur la dromochronique directe au voisinage du 9e kilomètre, qui peuvent être liées à un accident profond

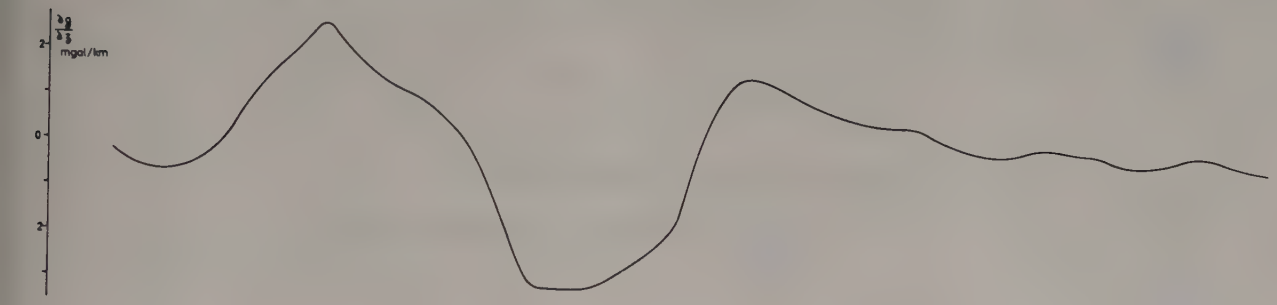
FIG. 40. — *Profil de sismique réfraction RIn1P1 avec interprétation corrélative des données de sismique réflexion, magnétisme et gravimétrie.*

Sources :
— anomalie du champ magnétique : carte C.G.G.,
— gradient vertical du champ de pesanteur : N. DEBEGLIA [1972],
— sismique réflexion du Lias, isodélais : rapport C.G.G.,
— sismique réfraction, socle, isodélais : J. MICHEL [1965],
— interprétation synthétique : C. WEBER.

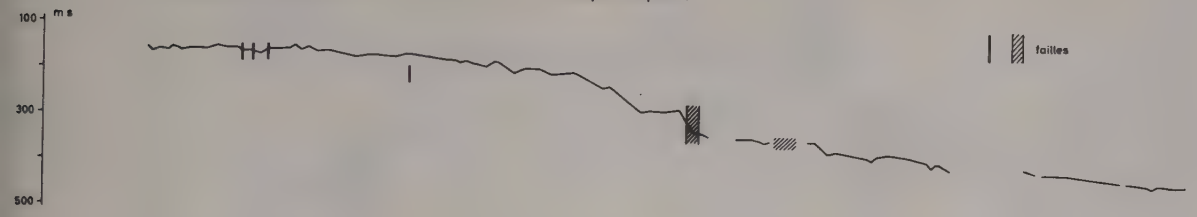
ANOMALIE DU CHAMP MAGNETIQUE



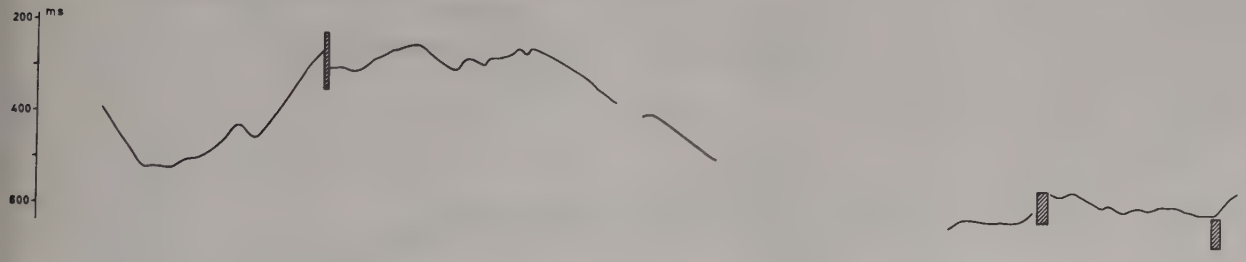
GRADIENT VERTICAL DU CHAMP DE PESANTEUR



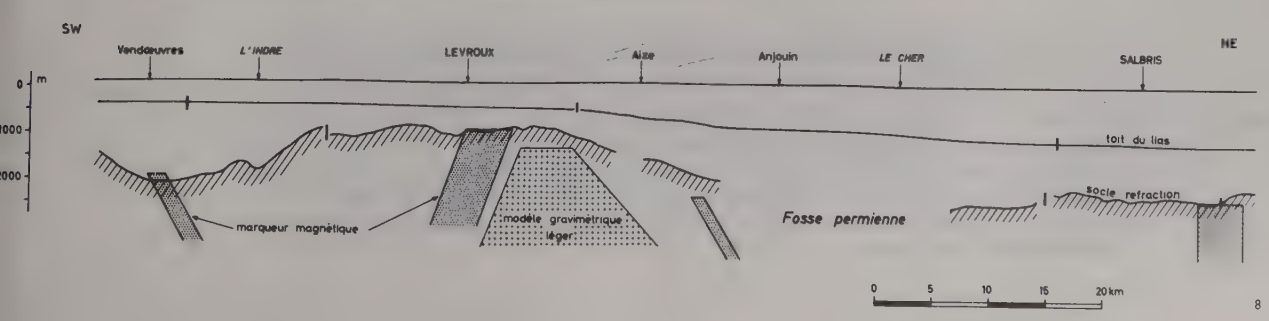
SISMIQUE REFLEXION TOIT DU LIAS (temps simples)



SISMIQUE REFRACTION (marqueur socle fictif v = 5900 m/s)



INTERPRETATION SYNTHETIQUE (éxagération verticale = 4)



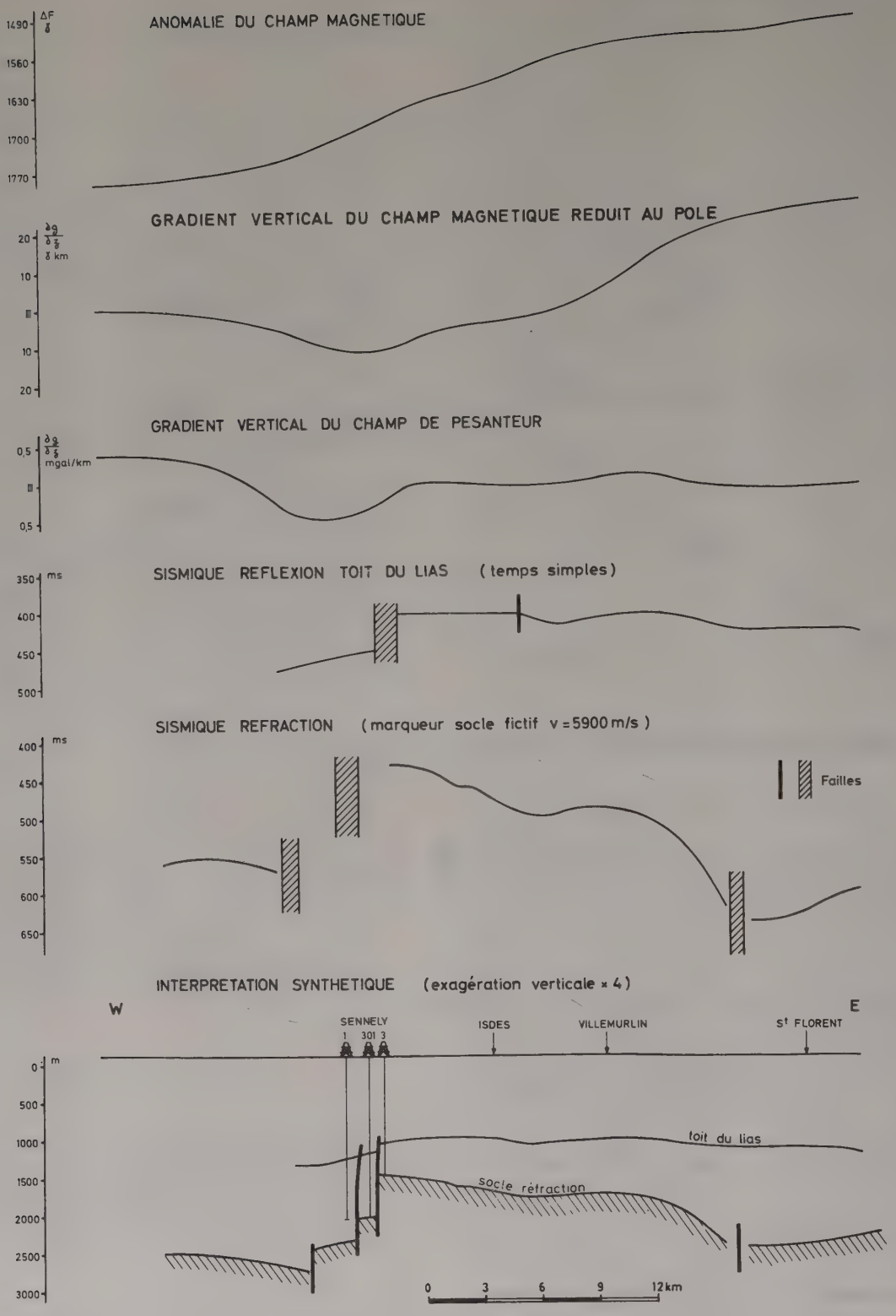


FIG. 41. — *Profil de sismique réfraction SBPR 3 avec interprétation corrélative des données de sismique réflexion, magnétisme et gravimétrie.*

Sources : — anomalie du champ magnétique : carte C.G.G.,
— gradient vertical réduit au pôle du champ magnétique : cf. fig. 27,
— gradient vertical du champ de pesanteur : N. DEBEGLIA [1972],
— sismique réflexion du Lias, isodélais : rapport C.G.G.,
— sismique réfraction, socle, isodélais : rapport C.G.G.,
— interprétation synthétique : C. WEBER.

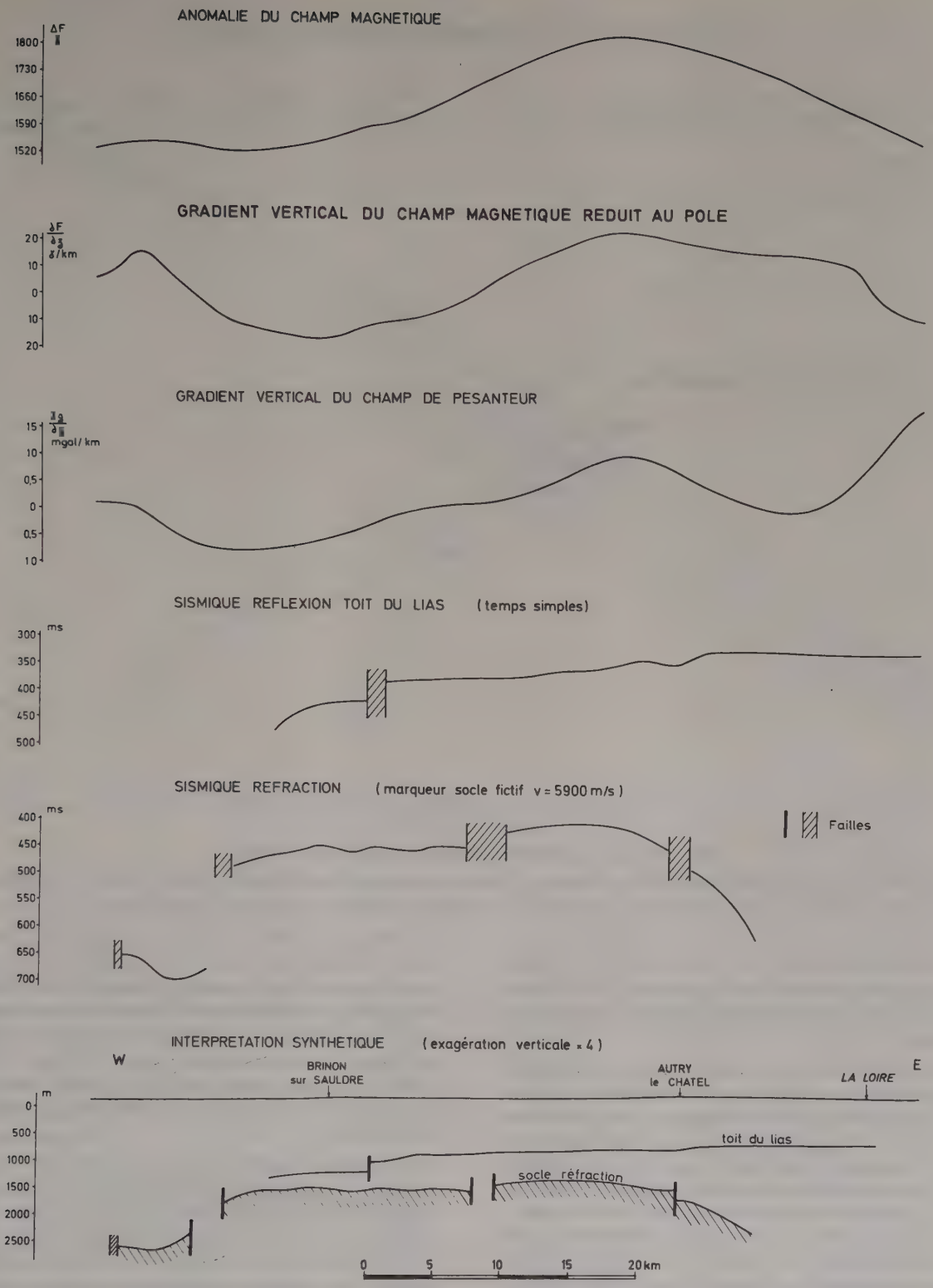


FIG. 42. — *Profil de sismique réfraction SBPR 2 avec interprétation corrélative des données de sismique réflexion, magnétisme et gravimétrie.*

Sources : — anomalie du champ magnétique : carte C.G.G.,
— gradient vertical réduit au pôle du champ magnétique : *cf.* fig. 27,
— gradient vertical du champ de pesanteur : N. DEBEGLIA [1972],
— sismique réflexion du Lias, isodélais : rapport C.G.G.,
— sismique réfraction, socle, isodélais : rapport C.G.G.,
— interprétation synthétique : C. WEBER.

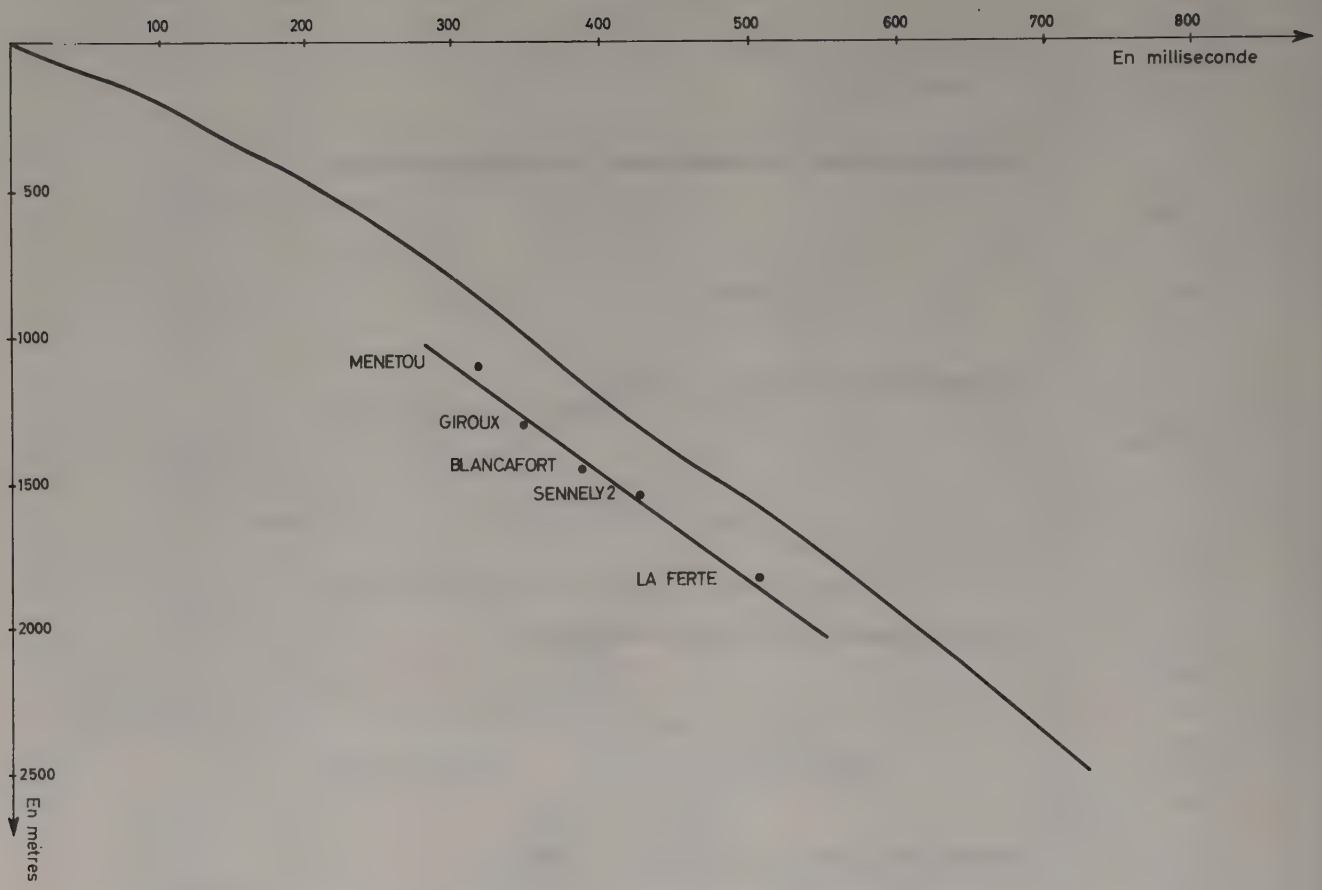


FIG. 43. — *Lois de vitesse moyenne (région de Bourges).*

Etablies d'une part à partir des carottages sismiques de divers forages ayant atteint le socle [d'après J. MICHEL, 1965] et d'autre part d'après les délais provenant des profils de réfraction passant à proximité des sondages.

(faille limitant du Nord la fosse permienne ?). Celui-ci serait marqué sur la courbe inverse par une brisure vers 8 km.

Cet exemple montre la complexité de l'interprétation de la sismique réfraction : le marqueur socle est parfois mal défini et sa vitesse n'est pas constante. On constate même qu'en un point donné, elle varie suivant l'orientation même du profil [J. MICHEL, 1965]. Ceci peut être dû au fait que l'on tente de suivre la surface d'érosion d'un socle anisotrope : suivant l'angle sous lequel les rais sismiques attaquent les couches, leur vitesse apparente est plus ou moins grande. Sur l'ensemble de l'étude les vitesses du « socle » peuvent varier de 5 000 à 6 300 m/s.

J. VITART [1966] a tenté d'établir des corrélations entre les vitesses apparentes rapportées au socle par les études de réfraction et la nature de celui-ci, tel qu'il pouvait la déduire des données gravimétriques et aéromagnétiques. Il a noté que dans l'axe des anomalies gravimétriques fortement négatives (granites ?) les vitesses étaient constantes et voisines de 5 600 m/s; lorsque les profils sismiques étaient en bordure de ces anomalies (Silurien à Briovérien ?), les vitesses demeuraient constantes mais plus élevées : 5 800 à 6 100 m/s. Par contre dans les profils transversaux par rapport aux structures les vitesses variaient considérablement.

Or l'exploitation de données de réfraction en profils continus implique le choix d'une vitesse apparente de référence pour le socle. Celle-ci a été choisie égale à 5 800 m/s par la C.G.G. et à 5 900 m/s, en général, par la S.N.P.A. et la C.E.P. Il en résulte que, pour établir les cartes d'isodélais il a été nécessaire de ramener les valeurs des délais mesurées à celles d'un marqueur fictif de vitesse constante situé à la même profondeur que le marqueur suivi. Les corrections de délai ont été calculées soit à partir de la formule simple :

$$\Delta d \sim a\ (1/V_1 - 1/V_2)$$

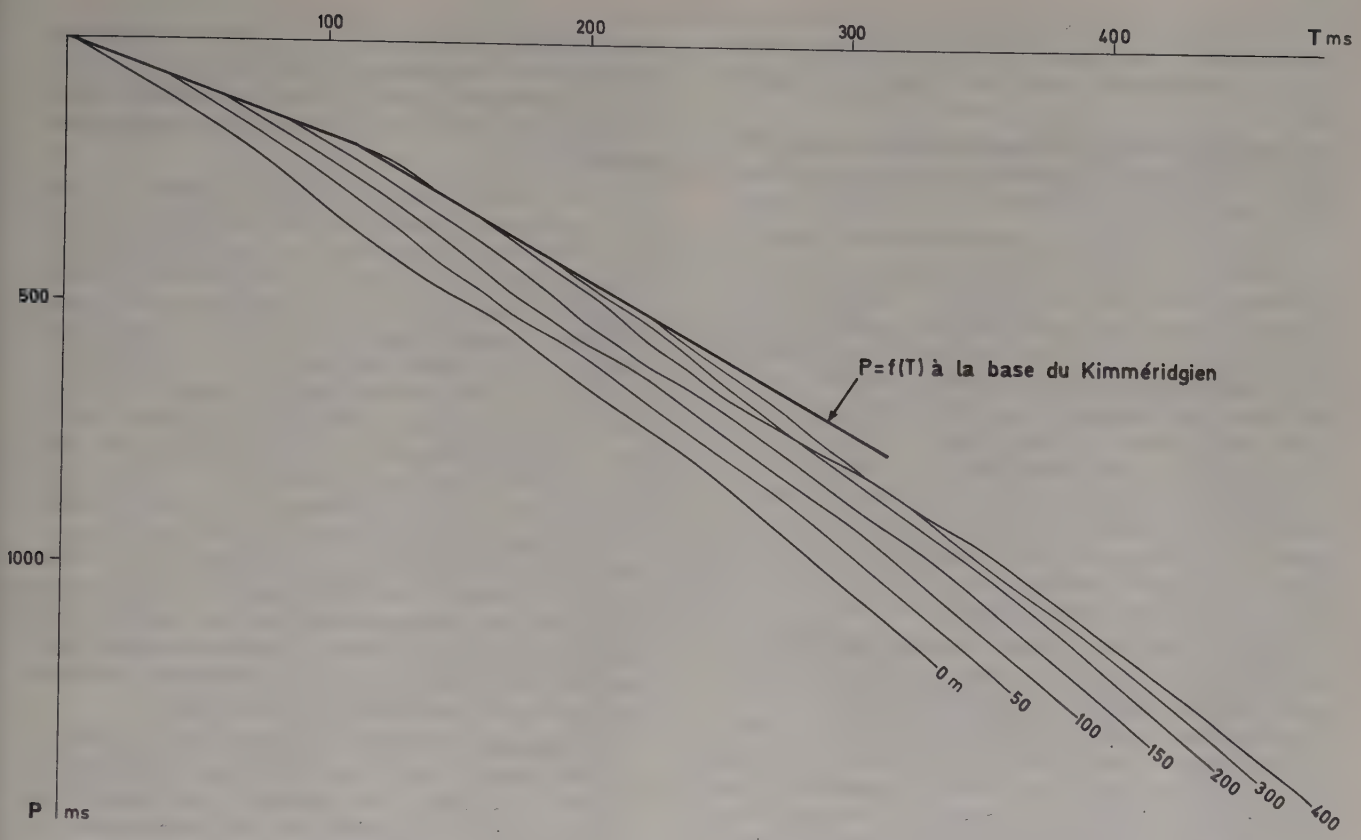


FIG. 44. — *Lois de vitesse tenant compte du recouvrement crétacé lent pour différentes épaisseurs de celui-ci (région de Valençay)*

[d'après J. MICHEL, 1965].

où a est la valeur moyenne des offsets relatifs aux marqueurs de vitesse V_1 et V_2 [J. MICHEL, 1965], soit à partir d'une relation plus complexe faisant intervenir des cosinus (C.G.G.). La précision de la restitution est en tous cas altérée par la médiocre connaissance des vitesses du socle.

Nous avons choisi dans les prospections de sismique réfraction trois profils qui nous ont paru les plus représentatifs de la zone étudiée. La figure 40 présente une longue coupe allant de Salbris à la Brenne, et traversant les bassins permo-carbonifères de Contres et d'Arpheuilles. Les profils des fig. 41 et 42 passent par la zone faillée de Sennely et coupent la grande anomalie magnétique du Bassin de Paris.

La transformation en termes de profondeur des délais du marqueur réfraction suppose la connaissance de la loi de variation verticale des vitesses dans le sol. Nous disposons, pour cela, des carottages sismiques de Sennely 1 et 2, Sennely 301, La Ferté et Blancafort, qui on atteint le socle (fig. 43). Dans la partie nord de l'étude, où existe un recouvrement crétacé important, il est nécessaire de modifier les lois de vitesses pour tenir compte de l'effet de cette couche à vitesse lente. J. MICHEL [1965] a étudié quelle était l'influence de l'épaississement de la série crétacée sur l'augmentation des temps de propagation (fig. 44). On remarque que celle-ci est loin d'être négligeable.

Pour établir les courbes isobathes du socle figurées sur les cartes hypogéologiques à 1/250 000 dans la région étudiée en sismique réfraction, nous sommes partis d'un document de base réalisé suivant les lois de vitesse indiquées que nous avons modifiées empiriquement de proche en proche jusqu'à ce que les écarts de profondeurs aux emplacements des sondages soient annulés. L'emploi de toute autre méthode plus rigoureuse nous a paru impossible en raison d'une part des variations latérales de vitesse des horizons profonds et d'autre part de notre méconnaissance de l'épaisseur du recouvrement lent. L'interprétation du profil de la figure 40 montre que les profondeurs ainsi calculées sont en accord avec celles trouvées en gravimétrie ou magnétisme, à la précision près dans l'interprétation de ces méthodes. Encore doit-on

s'assurer que les marqueurs sismiques, gravimétriques et magnétiques sont les mêmes (*cf.* chapitre 2.2. *).

Les grandes lignes de la morphologie du socle, telle que nous l'indiquent les profils de réfraction, peuvent être résumées ainsi, en allant de la Loire à la Creuse :

On trouve orientée parallèlement à la vallée de la Loire, de Sennely à Sancerre, une zone haute, culminant aux alentours de 1 000 m de profondeur. Elle est limitée par les failles déjà mentionnées de Sennely, Gien, Sancerre et la Ferté. Les fosses les plus profondes se situent à l'Est (— 3 000 m au Sud de Neung-sur-Beuvron), et surtout au Sud, au niveau de la vallée du Cher. Dans ce secteur on perd rapidement le socle réfraction, qui « disparaît » à — 2 600 m. Nous sommes là dans le prolongement oriental de la fosse de Contres, ainsi qu'en témoignent les sondages de Saint-Georges-sur-Moulon et Brécy qui ont traversé une grande épaisseur de Permo-carbonifère sans atteindre le socle.

Entre le Cher et la Creuse le marqueur réfraction est affecté par toute une série d'ondulations, orientées NW-SE, comme le montre bien la carte d'isobathes donnée pour cette région par S. Sapin [1967]. C'est d'abord le môle d'Issoudun - Ecueillé, formé par une double culmination à — 800 m, séparée par une gouttière (— 1 000 m) au niveau de Levroux. L'axe de ce môle ne coïncide pas exactement avec celui du « batholite » de Vatan; il est légèrement décalé vers le Sud et son orientation générale est plus oblique (*cf.* coupe fig. 40). Le tracé de la vallée de l'Indre correspond à une zone basse, en partie faillée (— 1 500 à Châtillon). Après une légère remontée sur laquelle a été implanté le sondage d'Arpheuilles on trouve la partie la plus profonde du bassin permo-carbonifère dénommée d'après ce forage, sous lequel le socle réfraction a été décelé entre 2 000 et 2 500 m de profondeur. On trouvera pour cette région dans l'article de S. Sapin, *op. cit.*, plusieurs coupes géologiques interprétatives, établies à la faveur des réflexions profondes de qualité assez exceptionnelles que nous avons déjà signalées.

1.3.4 — Sismologie expérimentale et séismes naturels

1.3.4.1. Données sur la morphologie du socle.

Nous possédons d'intéressantes données sur la morphologie du socle dans la vallée de la Loire entre Gien et Nevers, obtenus sur des profils de réfraction réalisés à partir de tirs de carrières. Il s'agit de travaux de P. Baltenberger et M. Recq [1965] et de P. Baltenberger [1973]. Ces profils, localisés sur la figure 35, complètent vers l'Est ceux des prospections pétrolières.

En ce qui concerne les résultats publiés en 1965, il nous apparaît que les profondeurs calculées ont été surévaluées, pour autant que nous possédions des éléments de recoupement : raccords avec la sisimique pétrolière, interprétations de l'aéromagnétisme et des sondages magnéto-telluriques dans la région de Garchy - La-Charité-sur-Loire. Cela peut tenir à l'absence de tirs inverses sur les profils du Val de Loire, et à un calage défectueux à l'aplomb de la carrière de Beffes (point de tir principal). En effet, si la vitesse vraie des ondes Pg, $V = 5\,870$ m/s, paraît convenable, la profondeur du socle à Beffes semble plus proche de 1 000 m que des 1 500 m calculés par P. Baltenberger et M. Recq à partir des vitesses observées dans les couches sédimentaires. Il n'existe malheureusement dans la région aucun sondage qui permette de lever cette imprécision. Nous pouvons en tous cas retenir les variations relatives de profondeur indiquées par ces auteurs.

Une importante flexure au niveau de la vallée de la Loire abaisse le socle vers l'Est, jusqu'à Sancergues. Au-delà, il remonte vers Jalognes, en direction de la zone haute Sennely-Sancerre déjà mentionnée en réfraction. Il est possible de voir dans la fosse de Sancergues la terminaison orientale du bassin permo-carbonifère de Contres-Bourges. Il est ainsi très probable que l'on ne retrouve plus de Permien à l'Est de la Charité.

Les profils sismiques effectués récemment par P. Baltenberger plus au Nord, fournissent de précieuses informations supplémentaires sur la morphologie du socle. Ils confirment la présence d'une zone basse suivant la vallée de la Loire, avec cependant un col au niveau de Sancerre séparant l'ensellement de Gien (profondeurs supérieures ou égales à 2 000 m) de la fosse de Sancergues.

1.3.4.2. Données sur la nature du socle dans la région de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris.

Il nous faut mentionner ici le tout récent travail de P. Baltenberger [1973]. Cet auteur a implanté des profils sismiques suivant l'axe de l'anomalie du Bassin de Paris (tirs de carrières d'Auvergne et de Beffes), et perpendiculairement (tirs de Corbigny et de Courterolles). Il a constaté sur les profils transversaux que les vitesses apparentes du socle (ondes Pg), de l'ordre de 6 km/s à l'extérieur du corps supposé être à l'origine de l'anomalie magnétique, s'élevaient

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 4-1973.

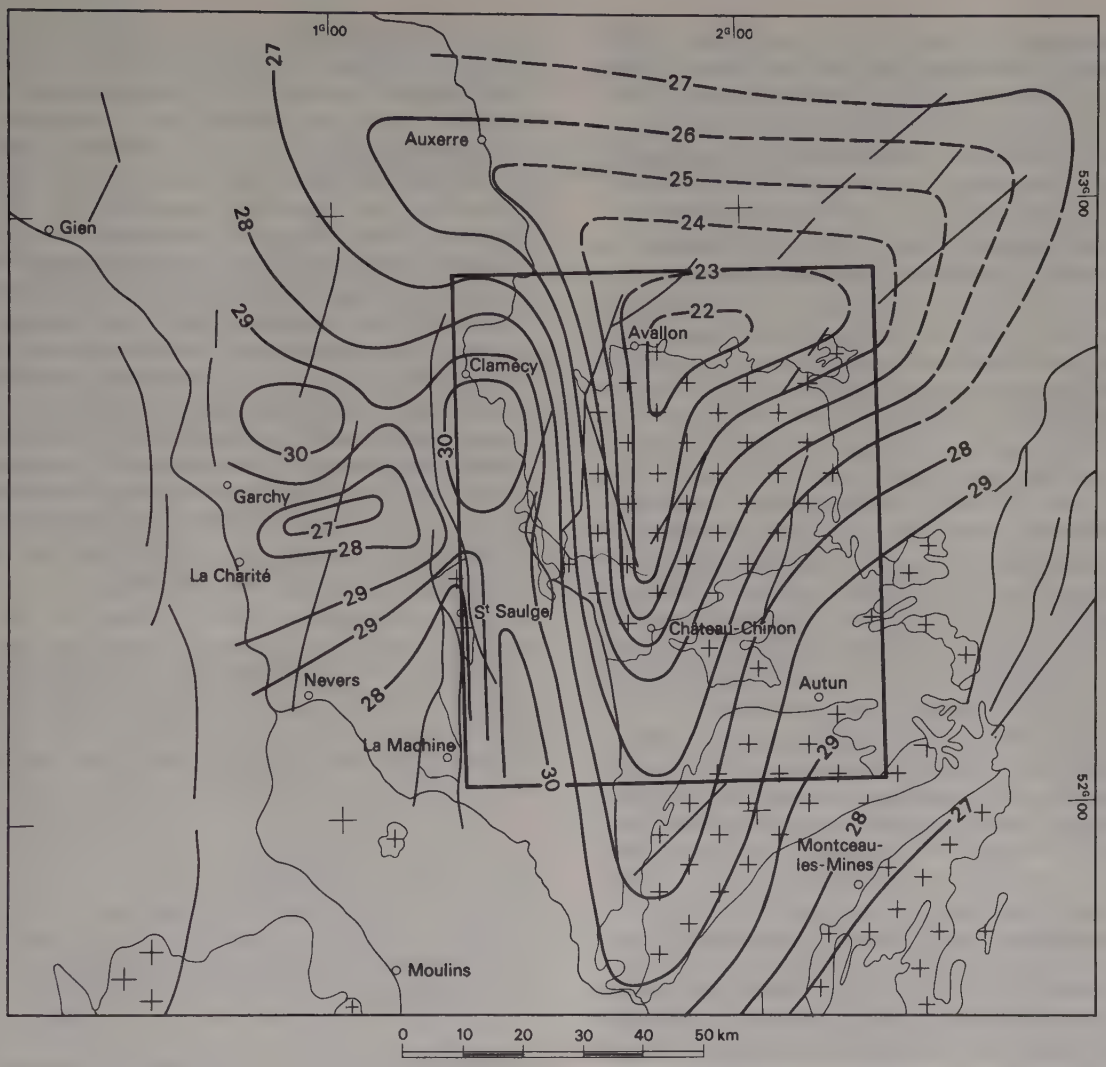


FIG. 45. — *Mohographie du Morvan et du Nivernais*
(références citées dans le texte).
Le rectangle délimite le périmètre ayant fait l'objet du calcul présenté figure 46.

de 6,5 km/s à 7,2 km/s suivant l'axe de ce corps, pour les réfractions correspondant à des distances horizontales de plus de 100 km du point de tir. Il a noté de même la disparition des ondes Pn sur les profils axiaux.

Les données de sismologie expérimentale indiquent donc la présence d'un corps de vitesse rapide orienté suivant l'axe de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris. Les vitesses réelles calculées pour ce corps paraissent comparables à celles des roches basiques telles que gabbros ou diabases, sous une pression correspondant à un enfouissement de 2 000 à 5 000 m. Il semble bien que nous retrouvions là des résultats homogènes avec ceux de l'interprétation magnétique.

1.3.4.3. Données sur la discontinuité de Mohorovičić.

Nous devons à la présence d'une station séismologique à Garchy plusieurs études sur la structure de la croûte dans le Morvan et le Nivernais. Les travaux publiés par P. BALTENBERGER [1967, 1971] et G. PERRIER [1965] sont basés sur l'étude d'hodochrones établis à partir de tirs de carrière ou d'explo-

sions spécialement provoquées (lac Nègre, 1966). J. Dorel et P. Mechler [1969] ont, par contre, utilisé les anomalies des temps de propagation d'ondes sismiques dues à des tremblements de terre lointains, en trois stations distantes entre elles d'une trentaine de kilomètres; deux étant sur le granite de Château-Chinon, la troisième sur le horst de Saint-Saulge.

Nous ne reviendrons pas ici sur les méthodes de calcul, qui ont été publiées. Nous noterons simplement que si l'allure morphologique du Moho est identique, quelle que soit la méthode d'investigation employée, les valeurs des profondeurs sont sensiblement différentes suivant les auteurs. J. Dorel et P. Mechler, *op. cit.*, donnent une mohographie du Morvan calée sur la profondeur calculée par G. Perrier en 1965, qui est inférieure de quelques kilomètres à celle donnée pour la même région par P. Baltenberger. Le schéma que nous proposons en figure 45 représente une synthèse de l'ensemble de ces informations. Les résultats de J. Dorel et P. Mechler ont été décalés vers le bas pour correspondre à ceux de P. Baltenberger basés sur une densité d'informations qui nous a paru plus grande (6 profils de réflexion et 3 de réfraction).

On observe sur la mohographie présentée que la limite occidentale actuelle du Morvan correspond à une zone d'approfondissement très rapide de la base de la croûte terrestre, qui passe de 22 km près d'Avallon à 30 km vers Clamecy. Or cette limite, marquée en surface par des failles de très faible rejet, n'est pas apparente en gravimétrie et magnétisme car elle ne traduit aucun changement superficiel dans la lithologie du socle *. Par contre, l'abaissement de Moho à l'Est d'une ligne Avallon-Château-Chinon se superpose très certainement à un mouvement identique d'un niveau magnétique du socle situé vers une dizaine de kilomètres de profondeur (*cf.* paragraphe 1.2.4.2).

La figure 45 montre que les horsts de Saint-Saulge et de la Machine sont en relation directe avec une remontée du Moho, suivant un axe nord-sud repris par un réseau de failles. Il semble de même que la remontée qui a été décelée entre la Charité et Garchy, suivant une orientation probablement voisine d'Est-Ouest, puisse avoir une liaison avec la zone haute du toit du socle située à l'aplomb de l'anomalie magnétique de la Charité-sur-Loire.

* En profondeur cependant, si l'on attribue un contraste de densité minimum de 0,20 g/cm^3 entre la croûte et le manteau, la remontée du Moho devrait produire une anomalie supérieure à 9 milligals, étalée comme le montre la figure 46. On ne peut la retrouver sur les cartes de l'anomalie de Bouguer. Il semble donc qu'en dépit de cette remontée la compensation isostatique soit réalisée sous le Morvan, d'une façon qui reste à préciser.

Les informations en notre possession sur l'allure du Moho à l'Ouest de la vallée de la Loire sont rares. Les travaux récents de P. Baltenberger [communication orale] ont confirmé les observations antérieures de cet auteur et G. Perrier [1967], [*cf.* Y. Labrouste, 1968] qui avaient noté la disparition dans l'axe de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris des ondes Pn, qui se propagent sous la discontinuité de Mohorovičić. Ils montrent également, pour les profils effectués suivant cet axe, l'absence de toute réflexion au niveau du Moho, alors que celles-ci sont très nettes dans le Nivernais. Les données séismiques actuelles sur l'anomalie magnétique du Bassin parisien, dans sa partie sud, nous autorisent à émettre l'hypothèse d'une relation étroite entre le corps magnétique de vitesse rapide qui est à son origine et les roches constituant le manteau. Ce corps pourrait représenter une différenciation particulière du manteau qui remonterait en certains endroits tout près du toit du socle.

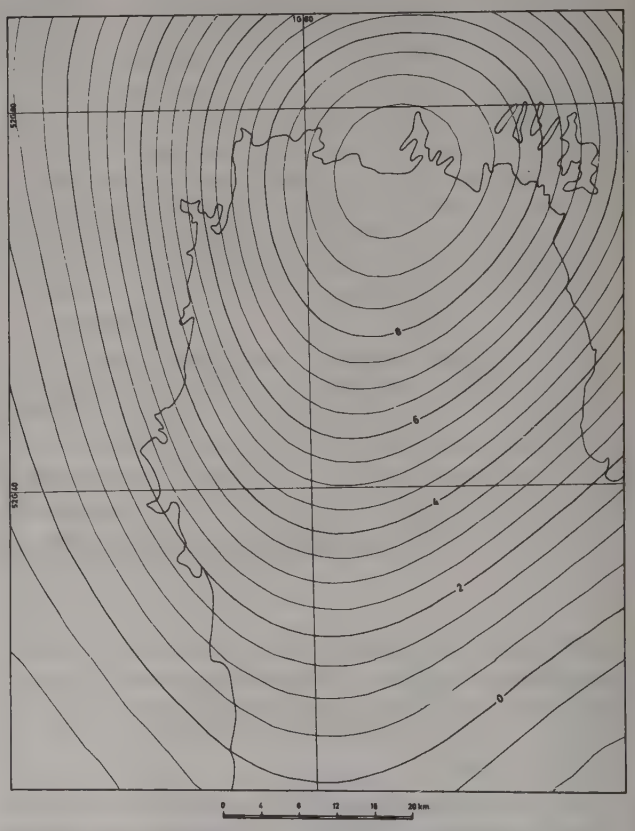


Fig. 46. — *Anomalie gravimétrique théorique correspondant à l'effet du relief du Moho présenté sur la figure 45.*

Contraste de densité : 0,20 g/cm^3.
Equidistance des courbes : 0,25 mgal.
Calcul effectué par techniques fréquentielles [N. Debeglia, A. Gérard et P. Griveau, 1972].

Chapitre 1.4

Données électromagnétiques

Nous regroupons sous ce titre les résultats de prospections se rapportant à des mesures du champ électromagnétique naturel (prospection tellurique, sondages magnétotelluriques) ou d'un champ artificiellement provoqué (procédé magnétoélectrique). Nous y rattachons la prospection électrique, par courant continu injecté dans le sol. Toutes ces méthodes ont en commun la mesure d'un même paramètre : la résistivité électrique des terrains concernés par les dispositifs d'investigation.

De fait intervient une résistivité « apparente », qui dépend de l'hétérogénéité du sol, mais aussi de la nature et de la configuration du dispositif de mesures. D'une façon générale, la résistivité apparente calculée en magnétotellurique est inférieure à celle décelée par les sondages électriques. Les courants telluriques en effet circulent parallèlement aux strates (résistivité longitudinale seule), tandis que les courants électriques envoyés à partir de la surface du sol sont en grande partie transversaux.

Les contrastes de résistivité les plus nets se situent entre le socle cristallin, résistant, et la couverture sédimentaire, plus conductrice. Les méthodes électriques et électromagnétiques nous fourniront donc un élément supplémentaire pour la connaissance de la profondeur, voire la nature du socle anté-permien du Bassin de Paris.

Les sondages électriques ont été le plus souvent réalisés par le B.R.G.M., dans le cadre d'études très ponctuelles destinées à confirmer l'interprétation d'anomalies magnétiques. Les sondages magnétotelluriques ont été effectués en assez grand nombre dans le Nivernais, à proximité du Centre de recherches géophysiques de Garchy, où la méthode a été mise au point. Il en a été de même pour la prospection tellurique, tout au moins en ce qui concerne le perfectionnement de l'appareillage [A. Martel et J. Meunier, 1963]. Quant au nouveau procédé magnétoélectrique, il fut également testé pour suivre le socle à proximité du Morvan [J. Duroux et C. Weber, 1968].

Nous reprendrons rapidement, au cours du chapitre, les résultats de ces diverses prospections, sans décrire les procédés employés, puisqu'ils ont déjà fait l'objet de nombreuses publications. Pour les méthodes tellurique et magnétotellurique, notre contribution personnelle sera ici réduite à la synthèse des données.

1.4.1 — Sondages électriques

1.4.1.1. Varennes-sur-Loire.

Il a été demandé à la prospection électrique de fournir une confirmation sur la profondeur du socle calculée par l'interprétation de la forte anomalie magnétique de Varennes, et de déceler le cas échéant des variations latérales dans la résistivité du substratum à l'aplomb de l'anomalie. Une série de sondages électriques « paramétriques » a été préalablement réalisées sur des coupes stratigraphiques connues grâce à des forages mécaniques. Ils ont permis de déterminer les résistivités apparentes suivantes [B. Stanudin, 1962] :

— Turonien (craie tuffeau) 35 à 40 ohms mètre,
— Cénomanien ..... 5 à 10 Ωm,
— Oxfordien ..... 30 Ωm.

Sous un terrain résistant ces trois formations se manifestent sur les diagrammes électriques comme une seule couche de résistivité moyenne 8 à 10 Ωm;

— calcaires jurassiques ..... 350 à 400 Ωm,
— granite ..... 300 à 500 Ωm,
— schistes paléozoïques ..... 150 à 500 Ωm,
— Briovérien .... 1 000 Ωm (altéré : 150 Ωm).

L'interprétation d'une partie des 53 sondages électriques, réalisés par B. Stanudin, a été reportée sur le profil synthétique de la figure 47. Les dispositifs de mesure comportaient une ligne d'injection du courant AB longue de 1 000 m à 4 000 m. On remarque que le socle résistant apparaît clairement sous le niveau conducteur. Au Nord de la Loire les résistivités du socle décroissent, marquant le passage probable du granite de Saumur aux schistes paléozoïques. A l'aplomb de l'anomalie magnétique, on note sur le sondage 38 un abaissement de la résistivité, qui pourrait correspondre aux couches de grès à magnétite. Les forages effectués en 1967 ont confirmé l'exactitude de l'interprétation.

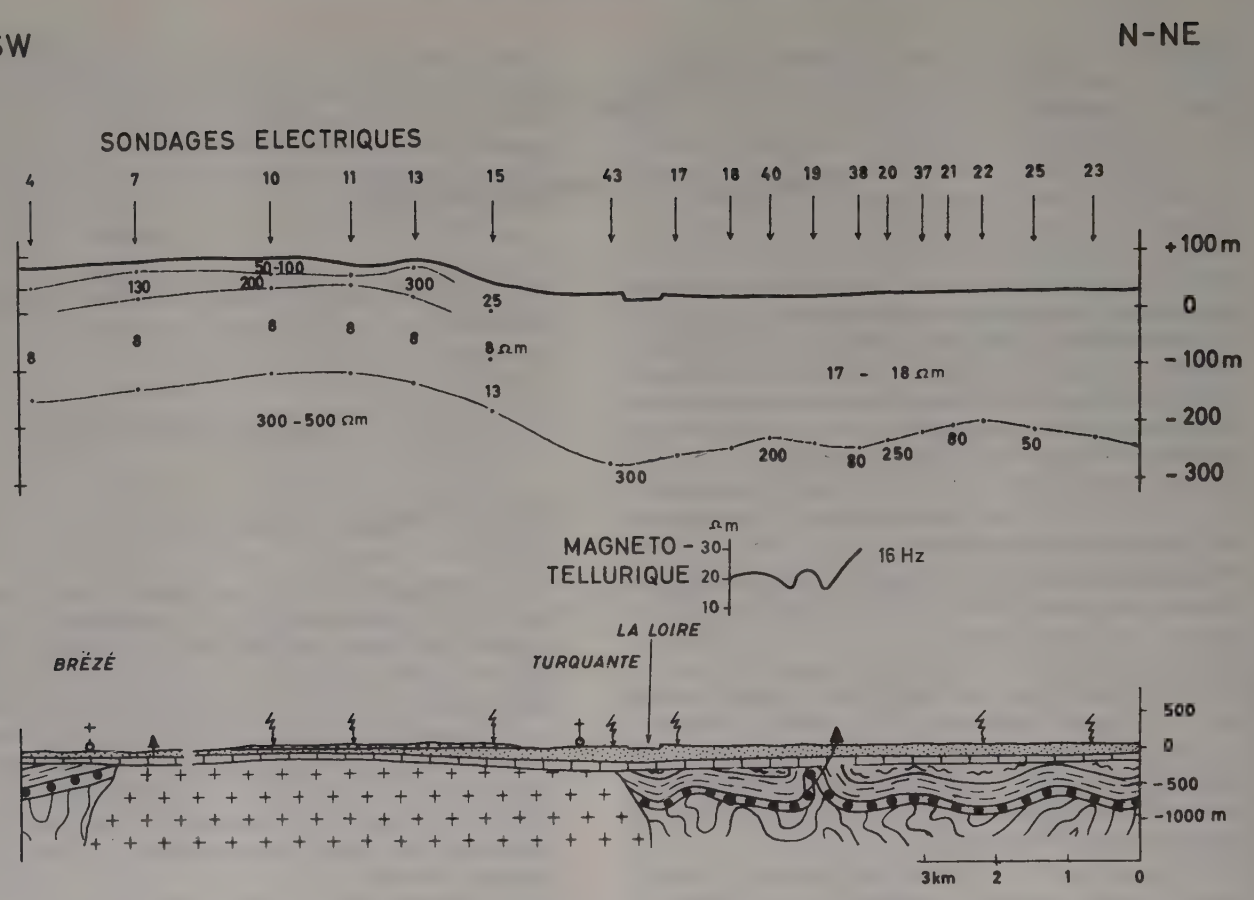


FIG. 47. — *Interprétation des sondages électriques dans la région de Varennes-sur-Loire, et coupe géologique correspondante. Profil magnétotellurique (16 hertz)* [par Y. BENDERITTER, 1971].

La coupe géologique a été très schématisée à l'aplomb des forages de Varennes (à rapprocher de la fig. 21). (Légende géologique : *cf.* fig. 53; Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 4 - 1973).

1.4.1.2. Mirebeau-en-Poitou.

Le problème posé ici est comparable au précédent. Il s'agissait, dans la région de l'anomalie magnétique de Mirebeau, que l'on supposait correspondre au prolongement caché de la granodiorite de Thouars, de retrouver par les méthodes électriques l'allure du toit du socle et de déceler d'éventuelles variations pétrographiques au sein de celui-ci. Ce travail a été fait par R. MILLON, B. STANUDIN et C. WEBER [1964].

Les sondages d'étalonnage ont montré d'emblée qu'il était impossible de distinguer par leurs propriétés électriques la granodiorite de Thouars, altérée en surface (50 à 250 Ωm; 1 000 Ωm à 100 m de profondeur), du leucogranite de Ligugé (également altéré : 50 à 60 Ωm) et du Briovérien (120 Ωm). La série jurassique est dans ce cas plus résistante que le socle : 300 à 600 Ωm pour les calcaires du Bajocien et du Bathonien. Le Crétacé marno-crayeux demeure conducteur : 5 à 40 Ωm.

L'interprétation des sondages électriques dans le Poitou est donc particulièrement délicate. Il est certain par exemple que le Toarcien marneux (30 Ω m) est confondu avec le socle altéré. La figure 48 présente néanmoins un profil du socle qui a l'intérêt d'être situé sur l'axe du détroit poitevin. Si, comme on peut le supposer, le Toarcien ne varie pas notablement d'épaisseur, la pente du socle en direction du Bassin de Paris est très faible : 1,7 %. On remarque au Nord de la coupe une faille affectant le socle, dont le tracé en surface a été suivi grâce à une série de profils de résistivité et de « traînées ». Elle est particulièrement nette pour les dispositifs de mesures où AB/2 = 1 500 m. L'auteur pense qu'elle correspond au prolongement de la faille du Mirebalais, de direction sud armoricaine, et que l'on retrouverait en surface sous forme de petits accidents parallèles, bien visibles sur les profils de résistivités réalisés avec AB/2 = 300 m.

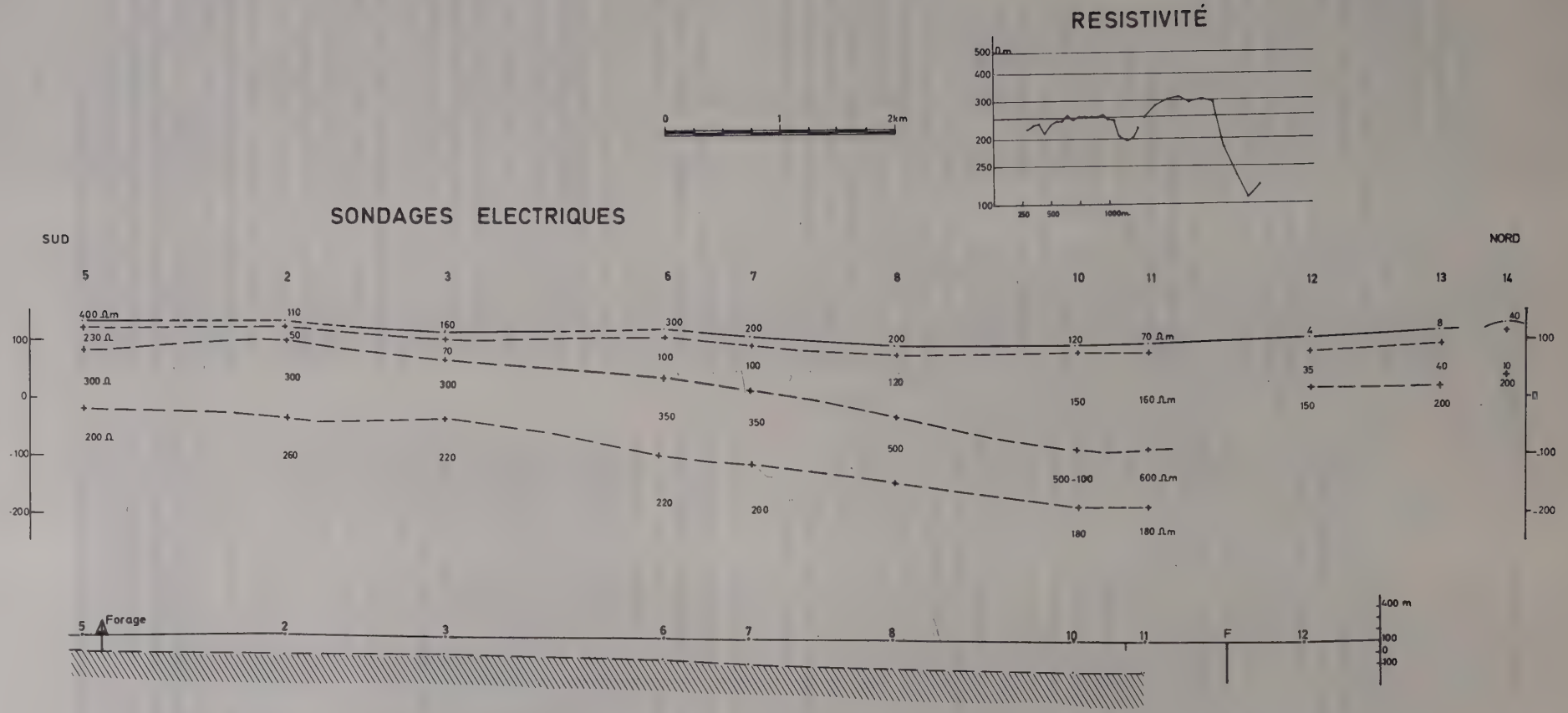


FIG. 48. — *Interprétation des sondages électriques dans la région de Mirebeau-en-Poitou.*

On a reporté au-dessus de la coupe interprétative des sondages électriques un profil de résistivité (dispositif AB/2 = 1 500 m) dans la région de la faille du Mirebalais, et au-dessous la coupe géologique correspondante, sans dilatation de l'échelle des profondeurs.

1.4.1.3. Garchy.

Des sondages électriques suivant la méthode conventionnelle (Schlumberger) ont été réalisés dans la région de Garchy par H. Fournier [1965, 1970] à titre de comparaison avec les interprétations de prospection magnétotellurique. Ils indiquent un socle résistant situé à environ 1 200 m sous la base géophysique du C.R.G. Ce même auteur a établi également une carte des résistivités avec un dispositif de quadripôle Wenner, pour une longueur de ligne électrique AB = 300 m, qui ne donne évidemment que des résistivités superficielles.

J. Roussel et D. Tournier [1968] ont utilisé une méthode plus originale pour déterminer la résistivité apparente du socle antépermien à Garchy. Il s'agit d'un sondage « dipôle azimutal », constitué par un dispositif formé par deux dipôles, l'un AB, d'injection du courant, l'autre, MN, de mesure du potentiel électrique; les lignes AB et MN de longueur fixe, sont perpendiculaires à l'axe du sondage.

La « coupe électrique » donnée par ces auteurs est la suivante :

— 15 m de recouvrement à 50 Ωm,
— 90 m de terrains résistants à 350 Ωm,
— 550 m de Jurassique inférieur à 80 Ωm,
— 700 m de Permo-Trias à 12,5 Ωm,
— un socle résistant à 2 000 ou 3 000 Ωm.

On retiendra de cette interprétation l'existence indubitable d'une couche conductrice à la base de la série sédimentaire, marquée sur le sondage par une baisse de résistivité apparente précédant la remontée liée au socle. La valeur de cette résistivité, attribuée au Permo-Trias, a été choisie à partir des données de forages assez éloignés. Son épaisseur, et par là-même la profondeur du socle sont sujets à caution. D'autre part, étant donné la grande distance séparant la ligne AB de la ligne MN (20 à 30 km), le volume de terrains intégrés par le sondage est énorme; d'ailleurs les branches est et ouest du sondage sont dissemblables. La profondeur calculée représente donc une profondeur moyenne d'une région comprise entre la rive gauche de la Loire et la bordure du Morvan.

1.4.2 — Mesures telluriques

Une des prospections telluriques les plus intéressantes réalisées en France est celle faite en Nivernais par A. Martel et J. Meunier [1963]. Elle indique une forte polarisation en direction nord-sud des courants telluriques dans la région de Garchy, surtout pour les oscillations rapides. Ce phénomène est interprété comme dû à l'influence du Morvan qui tendrait à canaliser les courants parallèlement à sa bordure. Les résultats de la prospection ont été présentés sous la forme d'une carte d'ellipses, définies par l'orientation et la grandeur des vecteurs caractérisant les composantes du champ tellurique aux stations de mesure, par rapport à une base de référence. Le choix de Garchy comme base est assez malheureux, puisqu'il y a une forte canalisation des courants [H. Fournier, 1961]. De ce fait, l'orientation des ellipses est dépourvue de signification claire. Leur aire, proportionnelle au produit des vecteurs, demeure par contre représentative de la densité des courants circulant dans le sous-sol.

Les mesures telluriques sont réputées ininterprétables en termes de profondeur. Il se trouve cependant que la transformation des résultats de A. Martel et J. Meunier en une carte figurant les lignes d'égale racine carrée des aires, réalisée par H. Fournier [1965], fournit une excellente image de la morphologie du socle anté-permien dans le Nivernais. Nous avons cru utile de la reproduire en figure 49. La racine carrée de l'aire des ellipses est en première approximation inversement proportionnelle à l'épaisseur et à la conductibilité de la couche sédimentaire surmontant le socle électriquement résistant. Si la conductibilité des terrains sédimentaires ne varie pas notablement, il est possible d'interpréter en termes de profondeur relative au socle la carte donnée par H. Fournier.

La morphologie du socle électrique (*cf.* fig. 49) est concordante avec celle du socle donné par la sismique réfraction et par l'interprétation aéromagnétique. On remarque que les valeurs les plus faibles, correspondant aux profondeurs les plus élevées, se trouvent sur la terminaison orientale de la fosse de Bourges. La vallée de la Loire est marquée par un sillon nord-sud, interrompu par un col au niveau de Pouilly-sur-Loire, qui correspond à un axe haut orienté E.NE-W.SW, passant par Garchy.

Une autre prospection tellurique effectuée sur le Morvan et sa bordure sédimentaire occidentale, par M. Fatemi [1963], a mis en évidence une forte polarisation du champ tellurique dans les massifs granitiques, suivant une direction N 75° E. Dans le sédimentaire, au-delà des failles bordières, on retrouve la canalisation nord-sud décrite par A. Martel et J. Meunier.

On doit à P. Baudoin [1963] la publication d'un réseau de bases telluriques dans le Bassin de Paris implanté par la Compagnie générale de géophysique, sur l'initiative du B.R.G.M., avant l'électrification de la voie ferrée Paris-Dijon qui risquait d'ôter toute signification aux travaux ultérieurs. Cette étude montre très clairement la canalisation des courants sur tout le pourtour du Morvan.

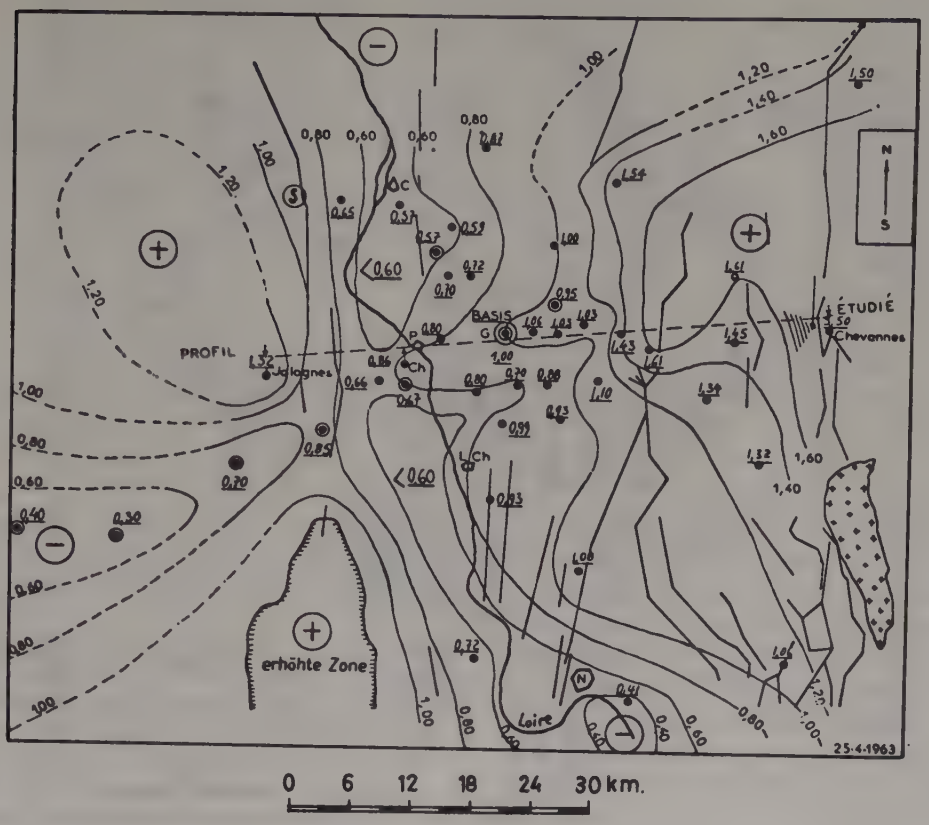


FIG. 49. — *Carte d'égale racine carrée de l'aire des ellipses telluriques (Nivernais).*
[Extrait de H. FOURNIER, 1965]
[d'après les mesures de A. MARTEL et J. MEUNIER, 1963]

1.4.3 — Sondages magnétotelluriques

C'est dans la région de Garchy que l'on trouve la plus forte densité en mesures magnétotelluriques. Une cinquantaine de sondages ont été réalisés entre Bourges et le Morvan, qui ont permis à A. DUPIS [1970] et A. DUPIS et Y. BENDERITTER [1971], d'établir une carte des isobathes du toit du socle électrique (fig. 50).

Les courbes de variation de la résistivité apparente, en fonction de la racine carrée de la période considérée, présentent pour les différents sondages une allure commune correspondant à un premier terrain résistant, un second conducteur et un socle très résistant. Les auteurs cités ont cependant renoncé à interpréter les courbes à l'aide du simple schéma à 3 terrains, car ils ont constaté des variations latérales importantes de la conductance globale de la série sédimentaire, qu'ils pensent dues à des changements latéraux de la conductibilité plutôt qu'à des variations importantes de profondeur du socle. Ils ont donc, à partir du log électrique de deux forages distants de 30 km, établi la coupe géo-électrique en 9 terrains qui leur a paru la plus représentative de la série sédimentaire et des niveaux supérieurs du socle. Cette solution leur a permis de faire absorber par un terrain conducteur attribué au Permo-Trias (en moyenne 5,4 Ωm) les variations de résistivité apparente.

Il nous paraît qu'une telle méthode d'interprétation donne de bons résultats là où la présence d'un Permo-Trias puissant est sûre : à proximité des forages de référence et le long de la vallée de la Loire. Par contre là où l'on ignore si le Permien existe (à Garchy par exemple) les profondeurs trouvées pour le socle nous paraissent surévaluées. D'ailleurs, dans le secteur où l'absence de Permien avait été affirmée [J. DUROUX et C. WEBER, 1968], les auteurs ont choisi un modèle d'interprétation différent. Le sondage 22 (fig. 50) se trouve placé sur le corps magnétique à l'origine de l'anomalie de la Charité, que différents interprétateurs situent à une profondeur

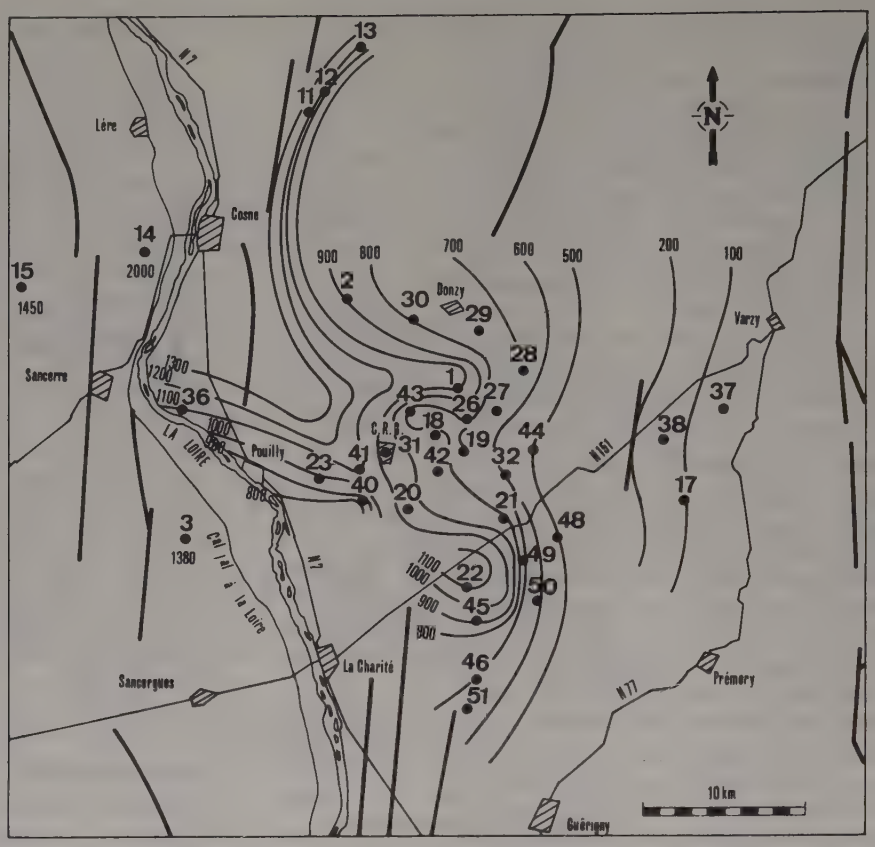


FIG. 50. — *Isobathes du toit du socle électrique dans le Nivernais.*
[Extrait de A. DUPIS et Y. BENDERITTER, 1971].

de 600 m environ. Or le socle calculé pour ce sondage par A. DUPIS et Y. BENDERITTER [1971] est à 1 300 m sous le niveau du sol et par Y. BENDERITTER, A. DUPIS et A. MOUROT [1966] à 1 000 m. Il est possible de trouver dans la polarisation magnétotellurique existant dans la région de Garchy une explication à ces différences dans les résultats.

H. FOURNIER [1963, 1970], dans le cadre d'une étude plus générale sur la détermination des structures profondes par la méthode magnétotellurique, a insisté sur la notion de « spectrographie directionnelle ». Il a noté à Garchy un très net effet directionnel, maximum pour les périodes comprises entre 8 à 10 secondes. On retrouve en effet sur tous les diagrammes de sondages deux courbes décalées pour les orientations nord-sud et ouest-est, les premières étant nettement au-dessus des secondes. Ce phénomène est interprété par H. FOURNIER, comme correspondant à un « chenal » sédimentaire nord-sud qui renforce les variations de la composante verticale magnétique et atténue les champs telluriques est-ouest. Ceci doit être mis bien sûr en relation avec les conclusions de la prospection tellurique. La profondeur calculée pour le socle par cet auteur est identique à celles déjà citées : 1 200 m.

J.L. BUREAU [communication orale] a remarqué que les auteurs précédents interprétaient toujours la seule courbe nord-sud, et obtient quant à lui des résultats qui nous paraissent beaucoup plus homogènes avec ceux fournis par les autres méthodes géophysiques, en calculant la courbe moyenne géométrique des sondages nord-sud et est-ouest. A Garchy, il obtient les résultats donnés dans le tableau IV que l'on peut comparer à ceux de H. FOURNIER [1970], puisqu'ils font tous les deux intervenir les longues périodes concernant les couches profondes du manteau. La profondeur du socle ainsi calculée à Garchy est de 920 mètres.

On remarque donc que la région de Garchy, choisie comme test pour les sondages magnétotelluriques effectués par le Centre de recherches géophysiques, se révèle être particulièrement complexe du point de vue de l'interprétation de ces sondages en raison de la canalisation des courants telluriques suivant la fosse de la Loire. Il nous apparaît que l'on peut retenir le schéma d'interprétation sur la morphologie

TABLEAU IV

Terrains	Sondage N-S [H. FOURNIER]		Moyenne N-S et E-W [J.L. BUREAU]	
	Epaisseur	Résistivité	Epaisseur	Résistivité
1	0,26 km	80 Ωm	0,1 km	50 Ωm
2	0,86	10	0,82	7,25
3	66	10 000	10	10 000
4	21	80	320	110
5	712	1 000	-	10
6	-	1		

du socle proposé par A. DUPIS. Les profondeurs figurées sur sa carte d'isobathes (fig. 50) doivent cependant être diminuées de l'ordre de 200 m dans le secteur de Garchy.

Signalons, pour donner un inventaire complet des mesures magnétotelluriques réalisées dans le Sud du Bassin de Paris, le profil effectué par Y. BENDERITTER [1971], dans la région de Varennes-sur-Loire, que nous avons partiellement reproduit sur la figure 47. Cette étude, faite avec un appareil de magnétotellurique « rapide », a permis de trouver sur un profil de résistivité apparente pour la fréquence de 16 Hz une faible anomalie (5 Ωm) que l'auteur a cru pouvoir mettre en relation avec la structure anticlinale décelée par sondages.

1.4.4 — Sondages magnétoélectriques (MELOS)

Un procédé nouveau de prospection électromagnétique, mis au point par J. DUROUX [1967] et breveté sous le nom de MELOS, a été appliqué à l'étude de l'ennoiement du socle en bordure du Morvan [J. DUROUX et C. WEBER, 1968]. Il consiste à émettre des ondes électromagnétiques de très basse fréquence et à mesurer les composantes électriques et magnétiques du champ provenant de l'émetteur. La pénétration du rayonnement dans le sous-sol est d'autant plus grande que les fréquences sont plus basses et les terrains plus résistants.

Les analogies que ce procédé présente avec le sondage magnétotellurique permettent de le nommer « magnétoélectrique ». Les 36 sondages MELOS effectués au Nord-Ouest du horst de Saint-Saulge ont permis d'établir la coupe présentée sur la figure 51. Les quatre niveaux suivants ont été distingués :

— Niveau I, de résistivité apparente moyenne 45 Ωm, formé des séries à prédominance calcaire et marno-calcaire du Dogger.

— Niveau II, de 9 Ωm, groupant les termes argileux et marneux du Lias supérieur et moyen.

— Niveau III, de 33 Ωm, réunissant les séries calcaires, marneuses et gréseuses du Lias inférieur et du Trias.

— Niveau IV, de résistivité très élevée, correspondant au socle cristallin.

Ce profil est calé sur deux forages mécaniques : Nivernais 44 et 45. Il montre que la pente du socle cristallin est faible, puisque, à 30 km du Morvan, sa profondeur ne dépasse pas 300 m. Il indique aussi l'absence de toute série conductrice de base, attribuable au Permien.

Les méthodes électromagnétiques nous permettent donc de suivre l'allure du socle dans la région comprise entre la Loire et le Morvan. Les indications fournies sont d'autant plus précieuses que nous ne disposons là que de très peu de mesures sismiques intéressant le socle. L'interprétation qui a été faite des différentes méthodes géophysiques employées ne donne pas toujours des résultats parfaitement concordants, mais les éléments de recoupement sont suffisants pour nous permettre un calage correct de ces résultats. Ceux-ci nous ont permis d'établir les cartes hypogéologiques données en annexe. Le commentaire synthétique des informations nouvelles qu'elles apportent fera l'objet de la deuxième partie de ce mémoire.

La fin de cet article paraîtra dans le Bull. B.R.G.M. (2), sect. II, n° 4-1973.

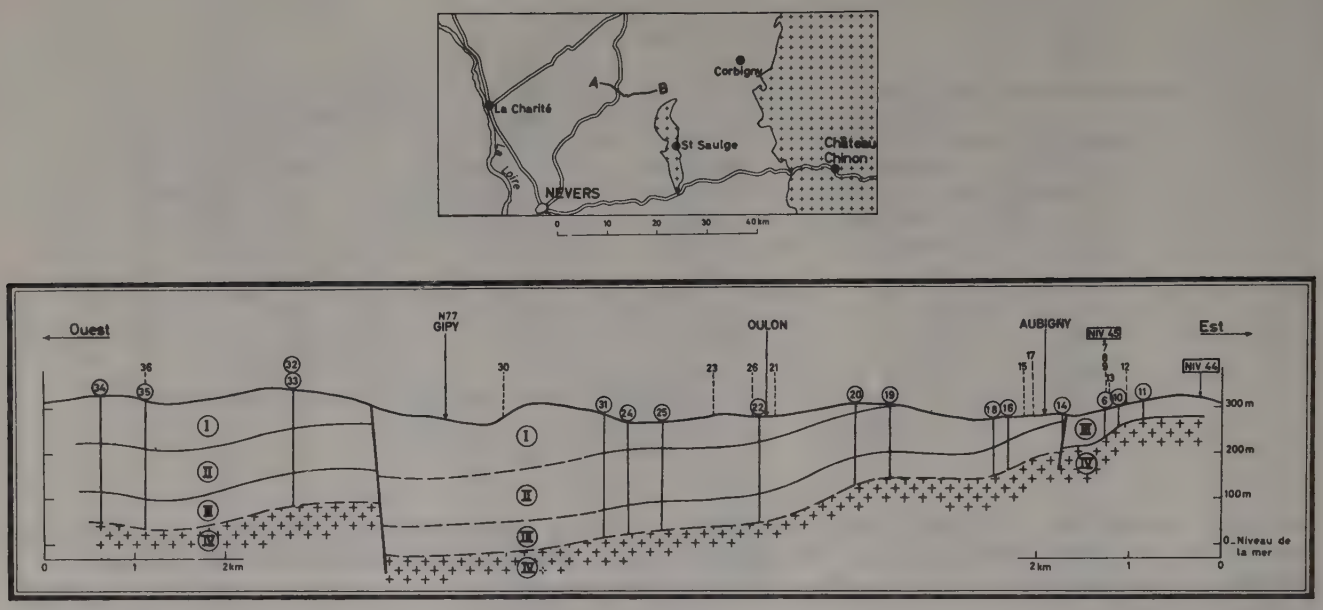


FIG. 51. — *Coupe établie à partir des sondages magnéto-électriques effectués dans le Nivernais*
(et croquis de situation)
[Extrait de J. DUROUX et C. WEBER, 1968].

Deuxième partie

Interprétation géologique synthétique

Chapitre 2.1

Grandes lignes géologiques du Sud du Massif armoricain et du Nord du Massif central

Mesures de paramètres physiques

Il paraît utile, avant de décrire la géologie du socle du Bassin de Paris suivant l'image que nous en donne la géophysique, de brosser une esquisse géologique de ce même socle là où il est offert à notre observation, sur l'Armorique méridionale et le Nord du Massif central.

Cette tâche, apparemment de simple compilation des travaux synthétiques déjà publiés, est actuellement mal aisée. Si l'on veut en effet comprendre les relations spatio-temporelles entre les grands ensembles dont les prolongements cachés vont être étudiés dans les chapitres suivants, il est nécessaire de distinguer pour les granitisations comme pour les phases de métamorphisme les épisodes successifs dans leurs environnements successifs, c'est-à-dire de faire appel aux données géochronologiques. La seule méthode qui paraît aujourd'hui convenable pour ce type de datations est celle des isochrones sur roches totales établies par la mesure des rapports $^{87}Rb/^{86}Sr$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$. Or les déterminations d'âge ainsi obtenues sont encore assez peu nombreuses (surtout dans le Massif armoricain) et remettent souvent en cause les schémas traditionnels (particulièrement en donnant une importance insoupçonnée aux événements d'âge calédonien). Faute donc de pouvoir proposer au lecteur un tableau satisfaisant de l'évolution des socles armoricain et centralien, nous ferons une simple et rapide description statique, nous contentant d'y adjoindre les données géochronologiques qui nous paraissent valables.

Nous avons par contre la conviction que la connaissance des raccords cachés entre les massifs anciens permettra une meilleure compréhension de la géodynamique de ceux-ci, puisque jusqu'ici une partie seulement des terrains affectés par les orogenèses antémésozoïques a été cartographiée. La troisième partie de ce mémoire sera précisément consacrée à la formulation d'hypothèses sur l'évolution dynamique de la part de l'ancien continent nord-atlantique formant aujourd'hui le socle du Bassin de Paris.

On a joint aux descriptions géologiques de ce chapitre les mesures de densité et de susceptibilité magnétique qui eussent pu trouver également leur place dans les développements sur les données gravimétriques et magnétiques. On a préféré les relier directement à leur contexte régional.

2.1.1 — Le Sud du Massif armoricain

2.1.1.1. Grands traits géologiques.

Nous devons à C. Barrois [1930], puis à P. Pruvost [1949] et à J. Cogne [1971] un schéma de plus en plus affiné du Massif armoricain, qui tient principalement compte de l'évolution paléogéographique et plutonique du Briovérien à la fin du Primaire. Le Massif est divisé en cinq domaines principaux :

• La partie nord de la Bretagne et le Cotentin appartiennent au *domaine domnonéen,* caractérisé par l'ancienneté de son substratum cristallin, sur lequel repose, croit-on, le Briovérien inférieur. L'existence de ce socle, dit *Pentévrien,* est partiellement remise en cause par la récente datation de la série spilitique d'Erquy, qui est rapportée à l'Ordovicien inférieur (466 ± 10 M.A.) [P. Vidal, B. Auvray, J. Cogne, J. Hameurt, D. Jeannette, 1971].

• Le *domaine mancellien* s'étend principalement au Sud du Cotentin, sous forme d'un môle granitique

cadomien (550 M.A.), affecté par des plissements postérieurs au Briovérien supérieur mais antérieurs au Cambrien. La limite sud de cette zone est marquée par des intrusions hercyniennes formant une série de petits massifs granitiques.

• Avec le *domaine centre-armoricain* nous abordons les zones qui entrent dans le cadre géographique de notre étude. Il s'agit d'une « fosse », ou plutôt d'une série de fossés subsidants durant le Paléozoïque. On trouve donc une alternance de synclinaux primaires et d'anticlinaux briovériens, ces dernières formations étant elles-mêmes très épaisses. Des épisodes volcaniques basiques sont signalés au Caradoc. Une discordance de l'Ordovicien inférieur sur son substratum a été décrite par A. Phillipot et J.J. Chauvel [1957], qui représente une trace, peu intense, de l'orogenèse calédonienne. Les plissements *hercyniens* sont marqués dans le Sud de la zone par une tectonique simple accompagnée d'un métamorphisme épizonal.

D'importants cisaillements limitent la « fosse » armoricaine au Sud, formant la « zone broyée sud armoricaine » qui réunit sur plusieurs centaines de kilomètres de longueur un réseau de failles lévogyres. A la faveur de ces distensions latérales de puissants massifs de leucogranites allongés ont formé des extrusions dans les séries sédimentaires. Ces batholites sont datés de 310 M.A.

• Le *domaine ligérien* correspond à une tectonique complexe polyphasée et polymétamorphique marquée par des plis couchés vers le Sud. L'ossature de cette zone, la « cordillère ligérienne » de P. Pruvost, jusqu'ici considérée comme d'âge cadomien, s'est révélée de fait appartenir au moins pour partie au *cycle calédonien*. Les datations de l'axe orthogneissique de Moellan-Lanvaux ont fait apparaître trois « épisodes de granitisation » : 534 M.A., 458 M.A. et 418 M.A. [J. Cogne, 1972]. L'âge des séries métamorphiques de faciès méso- à catazonal, considérées comme précambriennes, est par là-même remis en question : s'agit-il de la couverture post-ordovicienne des orthogneiss Moellan-Lanvaux, ou du matériel dans lesquels les granites se sont introduits ?

L'âge le plus ancien de Lanvaux est à rapprocher de celui déterminé comme datant la phase métamorphique principale de la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux : 537 ± 24 M.A. [P. Vidal, J. Cogne, M. Bonhomme, 1970], que l'on sait recouverte par de l'Ordovicien non métamorphique. Le noyau de cette nappe est formé de gneiss et de pyroxéno-amphibolites très apparentes sur les cartes gravimétriques et magnétiques.

Entre l'axe de Lanvaux au Nord et la voussure antiforme de la nappe de Champtoceaux au Sud se trouve le synclinorium paléozoïque d'Ancenis, caractérisé par la puissante série silurienne de Saint-Georges-sur-Loire avec ses importantes traces d'éruptions acides et basiques (basaltes).

Les événements hercyniens sont marqués par le plissement de l'anticlinal migmatique et granitique de Cornouaille [J. Cogne, 1957], par l'allure générale en voussure anticlinale du domaine ligérien et surtout par des cisaillements injectés de granites : le leucogranite d'Allaire a été daté de 313 ± 8 M.A. [P. Vidal, communication orale].

• Dans le *domaine vendéen*, le Briovérien est caractérisé par le développement des faciès porphyroïdes à l'Ouest, avec des séries qui deviennent de plus en plus métamorphiques vers le Nord (gneiss œillés et micaschistes en Vendée orientale). En Vendée littorale l'âge de la série « briovérienne » a cependant été remis en cause par M. Ters et G. Deflandre [1966], qui ont montré en particulier que les phtanites de cette série appartiennent à l'Ordovicien. On retrouve une tectonique en grands plis couchés. Les reprises hercyniennes sont importantes, sous forme d'écaillage et de cisaillements [G. Mathieu, 1957; J. Cogne, 1971].

Deux accidents principaux apparaissent comme des ramifications méridionales de la zone broyée sud armoricaine. Au Nord, la faille Nantes-Partenay correspond à l'allongement NW-SE des leucogranites allochtones de Mortagne, de Bressuire et de Partenay, avec leurs massifs satellites granodioritiques ou microgranitiques d'Argenton-le-Château - Thouars (?), Pouzanges et Neuvy-Bouin. Au Sud, la faille de Chantonnay fait chevaucher la structure antiforme des Essarts-Mervent, comprenant gneiss, éclogites et amphibolites, sur les terrains stéphaniens du synclinorium de Chantonnay.

Les isochrones en roches totales des leucogranites de Vendée s'alignent sur une droite donnant un âge de 315 M.A. [P. Vidal, communication orale, d'après les mesures de J. Sonet, 1968], comparable donc à celui des leucogranites hercyniens de la zone sud armoricaine.

2.1.1.2. Mesures de densité.

2.1.1.2.1. Granites du Massif armoricain.

A partir d'un échantillonnage assez limité mais exhaustif des principaux granitoïdes du Massif armoricain, nous avons pu effectuer un certain nombre de comparaisons entre les propriétés physiques (densité et susceptibilité magnétique) de ces échantillons et leurs caractères pétrographiques [C. Lafoy et C. Weber, 1970]. Les contrastes de densités entre les différentes familles de granitoïdes nous paraissent trop faibles pour être significatifs (*cf.* tableau VI). Par contre, dans une étude réalisée pour mettre en

évidence le prolongement oriental des massifs de Lanvaux et d'Allaire [C. WEBER, 1967], nous avons mis en évidence des différences de densité à l'échelle de ces massifs et de leur environnement qui paraissent cohérentes (tableau V). Nous avons noté une densité moyenne d_m de l'ordre de :

— pour les granites hercyniens à biotite, $d_m \simeq 2{,}66$;
— pour les leucogranites hercyniens du type d'Allaire, $2{,}58 < d_m < 2{,}60$;
— pour les orthogneiss de Lanvaux, $d_m \simeq 2{,}57$.

Ces différences nous ont paru suffisantes pour permettre la corrélation d'après leur densité, des différents faciès granitiques formant le massif de Nozay et Bécon avec le granitoïde de l'axe de Lanvaux. On peut également rapprocher ces valeurs des contrastes de densité qui ont été calculés dans les interprétations quantitatives données au chapitre 1.1 *.

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 3-1973.

2.1.1.2.2. Autres formations du Massif armoricain.

Nous reproduisons ci-après (tableau VI) des mesures de densité effectuées soit par R. BOLLO [1954] soit par C. WEBER et J. LORNE [1966], qui représentent un échantillonnage simplifié de la série sédimentaire paléozoïque, de son recouvrement jurassique et crétacé, ainsi que de quelques roches éruptives et métamorphiques.

2.1.1.3. Mesures de susceptibilité magnétique.

2.1.1.3.1. Granites.

Les propriétés magnétiques des principaux types de granitoïdes du Massif armoricain sont suffisamment variées pour faire apparaître des différences sensibles entre eux (tableau VII).

TABLEAU V

Mesures de densité dans la région des massifs granitiques de Lanvaux et d'Allaire

Formation	Symbole carte géologique	Densité moyenne	Nombre d'échantillons mesurés	Densité maximale	Densité minimale
FORMATIONS SEDIMENTAIRES					
Schistes et quartzites de Derval	d_1	2,64	7	2,92	2,38
Schistes et phtanites	S_4	2,63	4	2,76	2,54
Grès de Redon	S_3	2,58	6	2,69	2,55
Grès du Châtelier	S_2b	2,77	1		
Schistes d'Angers	S_2a	2,77	9	2,89	2,68
Grès armoricain	S_1	2,55	4	2,68	2,51
Schistes (et arkoses) de Bains	XS_1	2,46	4	2,61	2,33
Schistes pourprés	S_1	2,75	5	2,77	2,71
Schistes (et poudingues) de Gourin	Xb	2,57	2	2,57	2,57
Schistes de Lamballe	Xa	2,68	4	2,74	2,62
FORMATIONS METAMORPHIQUES					
Schistes tachetés	$S^4\gamma^1$	2,61	3	2,71	2,55
Schistes feldspathiques	$S^3\gamma^1$	2,77	1		
Sérécito-schistes tachetés	$S^2\gamma^1$	2,65	3	2,76	2,58
Sérécito-schistes tachetés	$X\gamma^1$	2,47	4	2,65	2,36
TERRAINS ERUPTIFS					
Orthogneiss de Lanvaux	$\gamma^1 XS$	2,57	32	2,63	2,53
Leucrogranite d'Allaire	γ^1	2,60	32	2,66	2,55
Leucrogranite du Lizio	γ^1	2,58	4	2,60	2,56
Granite de Bignan	γII	2,67	10	2,81	2,61
Leucrogranite de Nozay	γ^1	2,58	8	2,61	2,57
Granite de Bécon	γ^1	2,66	10	2,70	2,63
Granite écrasé de Saint-Clément	γII	2,55	9	2,59	2,50

TABLEAU VI

Densités et susceptibilités magnétiques d'un certain nombre de formations du Massif armoricain

	Densité moyenne	Susceptibilité volumique 10^{-6} uém. cgs
ROCHES METAMORPHIQUES		
Amphibolite, Landemont (Maine-et-Loire)	3,00	199
Amphibolite, Liré (Maine-et-Loire)	2,72	127
Micaschiste à biotite, Oudon (Loire-Atlantique)	2,66	9
Micaschiste à biotite et amphibole, Liré (Maine-et-Loire)	2,70	43,5
ROCHES ERUPTIVES		
Granite à muscovite, Ligugé (Vienne)	2,59	$\simeq 1$
Aplite, Argenton (Deux-Sèvres)	2,59	22
Microgranite, Bécon (Maine-et-Loire)	2,59	201
Microgranite, Argenton-le-Château (Deux-Sèvres)	2,66	2050
Granite aplitique à biotite et chlorite, Argenton (Deux-Sèvres)	2,65	329
Granite aplitique à amphibole, Argenton (Deux-Sèvres)	2,68	1320
Granodiorite, Argenton (Deux-Sèvres)	2,76	59
Diorite, Argenton (Deux-Sèvres)	2,89	272
Gabbro, Argenton (Deux-Sèvres)	2,89	136
Dolérite, Congrier (Mayenne)	2,89	93
ROCHES SEDIMENTAIRES		
Briovérien		
Schistes sériciteux	2,69	11
Cambrien s.l.		
Schistes pourprés, Pléchatel (Ille-et-Vilaine)	2,73	17
Schistes arkosiques de Bains-sur-Oust (Ille-et-Vilaine)	2,55	12
Schistes sériciteux de Bains au contact de la granulite d'Allaire, Caden (Morbihan)	2,56	24
Ordovicien		
Quartzite, "grès armoricain", Bain-de-Bretagne (Ille-et-Vilaine)	2,54	$\simeq -0,1$
Schistes "intermédiaires", sondages Saint-Erblon (Mayenne)	2,76	39
Schistes ardoisiers "à Calymènes", Congrier (Mayenne)	2,71	12
Gothlandien		
Grès quartzeux, Poligné (Ille-et-Vilaine)	2,54	$\simeq -0,1$
Schistes, Beslé (Loire-Atlantique)	2,60	42
Phtanite, Nozé	2,53	
Dévonien		
Calcaire de Montjean, Chalonnes (Maine-et-Loire)	2,67	
Carbonifère		
Houiller	2,58	
Jurassique		
Calcaire marneux charmouthien, Lésigné (Maine-et-Loire)	2,31	
Calcaire marneux bajocien, Douces (Maine-et-Loire)	2,34	
Calcaire bathonien, Brossay (Maine-et-Loire)	2,45	
Crétacé		
Craie turonienne, Puy-Notre-Dame (Maine-et-Loire)	1,80	
Craie sénonienne, Bagneux (Maine-et-Loire)	1,55	

Tableau VII

Propriétés physiques des granitoïdes du Massif armoricain

	Nbre Ech.	Densité moyenne g/cm^3	Densité maximale g/cm^3	Densité minimale g/cm^3	Suscept. volumique moyenne 10^{-6} uém	Suscept. maximale 10^{-6} uém	Suscept. minimale 10^{-6} uém
Granites hercyniens							
Granite à deux micas ou à muscovite seule	29	2,62	2,69	2,49	4,97	15	< 2,5
Granite à biotite	32	2,64	2,75	2,59	168,62	1400	1,8
Granitoïdes cadomiens ou caledoniens							
Granite à biotite	25	2,66	2,71	2,59	62,76	555	< 2,6
Granite migmatique	32	2,57	2,63	2,53	—	—	—

Les observations effectuées par C. Lafoy et C. Weber [1970] permettent les remarques suivantes :

— les granites à biotite hercyniens présentent les susceptibilités magnétiques les plus élevées;

— les leucogranites par contre sont toujours très peu magnétiques : sur une trentaine d'échantillons mesurés, on ne trouve aucune valeur supérieure à $15 \cdot 10^{-6}$ uém.;

— la coloration du feldspath des granites correspond fréquemment à une susceptibilité magnétique plus élevée;

— la susceptibilité magnétique des granites varie avec l'importance des déformations subies par la roche, probablement en raison d'une variation dans la taille des minéraux ferro-magnétiques.

2.1.1.3.2. Grès à magnétite.

Nous avons indiqué qu'un grand nombre d'anomalies magnétiques de l'Anjou étaient dues aux niveaux ordoviciens très riches en magnétite. Aussi est-il intéressant de donner la susceptibilité d'un certain nombre de ces niveaux prélevés soit dans les mines de fer exploitées, soit sur les carottes des sondages de Varennes-sur-Loire. Les valeurs données dans le tableau VIII ne sont qu'approchées, en raison de l'influence sur la mesure de divers facteurs tels que champ démagnétisant, rémanance, anisotropie de susceptibilité. On constate que les grès riches en magnétite portent une aimantation qui est d'un ordre de grandeur 1 000 fois supérieur à celui des roches avoisinantes.

2.1.1.3.3. Autres formations.

A l'occasion de la rédaction de la notice de la carte magnétique à 1/80 000 d'Angers [G. Dubreuil et C. Weber, 1971], nous avons procédé à un échantillonnage systématique de la série sédimentaire paléozoïque et mésozoïque ainsi que des roches métamorphiques et éruptives de la région d'Angers, avec la collaboration de P. Cavet, M. Donnot et H. Lardeux. Les mesures de susceptibilités correspondantes sont données dans le tableau IX. On remarque que les formations sédimentaires post-ordoviciennes présentent une aimantation pratiquement nulle, avec quelques valeurs négatives indiquant la présence de minéraux faiblement diamagnétiques.

2.1.2 — La Marche et le Nord limousin

Si le Nord du Limousin a fait l'objet de levés géologiques détaillés [M. Chenevoy, 1958], en particulier pour la recherche de minerais uranifères [C. Marquaire et M. Moreau, 1969; G. Ranchin, 1970], la structure du plateau d'Aigurande et de la Marche est moins bien connue. Citons les travaux se rapportant à des études très localisées de Yang Kieh, [1932]; R. Boineau et J. Nicaise, [1950]; B. Lasnier, [1965] et J. Grollier, [1965]. Il n'existe que très peu de datations géochronologiques $^{87}Rb/^{86}Sr$ en roches total sur isochrones. Dans ces conditions il est assez difficile d'établir des corrélations sûres avec le Sud du Massif armoricain à partir des seules observations géologiques.

TABLEAU VIII

Susceptibilité magnétique des minerais de fer sud-armoricains

	Nombre d'échantillons mesurés	Densité magnétique	Susceptibilité volumique 10^{-6} uém.
Magnétite, mines de Segré(1) (Maine-et-Loire)	5	4,20	180000(2)
Magnétite, mines de Segré (Maine-et-Loire), flanc nord du synclinal, couche A, niveau — 200 m	3	4,08	195000
Magnétite, mines de Segré (Maine-et-Loire), flanc sud du synclinal, couche A, niveau — 210 m	5	3,26	45400
Magnétite (teneur : 50,6 %), forage de Congrier (3) (Mayenne) profondeur : 269,70 m	1	3,69	143000
Magnétite (teneur : 45,2 %), forage de Congrier (Mayenne) profondeur : 269,22 m	1	3,49	93500
Magnétite (teneur : 39,4 %), forage de Congrier (Mayenne) profondeur : 269,30 m	1	3,50	91400
Magnétite, Saint-Gildas-des-Bois (Loire-Atlantique)	3	3,65	114000
Hématite, Saint-Gildas-des-Bois (Loire-Atlantique)	2	3,36	108
Limonite schisteuse, Saint-Jacut (Morbihan)	1	2,59	42
Magnétite, sondage de Varennes S1bis	56	3,25	61600

(1) Nous sommes reconnaissants à Monsieur le Directeur des Mines de Segré qui nous a facilité le prélèvement de minerai.

(2) Les mesures de forte susceptibilité sont entachées d'erreurs parce que le champ démagnétisant n'est plus négligeable dans ce cas. Afin d'évaluer l'influence de ce facteur nous l'avons calculé pour deux échantillons de forme cylindrique (les valeurs sont données en uém.).

		Susceptibilité mesurée	Facteur démagnétisant	Susceptibilité vraie
1er éch.	Suivant axe de révolution	0,124	1,058	0,132
	perpendiculairement à cet axe	0,076	1,915	0,145
2è éch.	Suivant axe de révolution	0,196	1,079	0,212
	perpendiculairement à cet axe	0,101	2,792	0,282

Afin de minimiser l'influence du champ démagnétisant les mesures ont toujours été effectuées suivant plusieurs directions et les valeurs les plus fortes ont été seules retenues.

(3) Nous remercions les Mines de Saint-Pierremont qui ont bien voulu nous communiquer les carottes provenant de plusieurs forages effectués sur le périmètre exclusif de recherches de Martigné-Ferchaud.

L'essentiel des terrains situés au Nord de la faille de Boussac appartient à la série cristallophyllienne de la basse Marche. Les micaschistes affleurent au centre d'une structure antiforme dont les gneiss et les migmatites constituent les flancs nord et sud. Cette série a donc été classiquement interprétée comme renversée [J. DELORME et A. EMBERGER, 1949]. Son âge cadomien probable — elle peut être comparée pour partie aux migmatites d'Aubusson dont le métamorphisme a été daté briovérien moyen : 668 ± 25 M.A. * — permet cependant difficilement les corrélations entre cette série « renversée », et la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux, dont le métamorphisme principal est plus récent. Pour M. ROQUES [1971] elle fait partie du vieux noyau lémovico-arverne du Massif central.

La partie centrale de la structure antiforme est occupée par une traînée de leucogranites, de direction E.NE, soulignée par les massifs allochtones de Saint-Sulpice-les-Feuilles, Crozant, Lourdoueix, Measne, Crevant et Vesdun, non datés mais considérés comme hercyniens (à l'Est du Cher, leucogranite de Cérilly : 286 ± 11 M.A.; plus au Sud, la Brame : 300 M.A., Saint-Sylvestre : 318 ± 15 M.A.). La faille de Boussac est également jalonnée par des leucogranites

* Les datations que nous indiquons sur le Massif central sont extraites de M. ROQUES, M. VACHETTE-CAEN, Y. VIALETTE [1971] et J.L. DUTHOU et Y. VIALETTE [1972].

TABLEAU IX

Susceptibilité magnétique des terrains de la région d'Angers
(en 10^{-6} uém)

Formation	Faciès	Sigle	Susceptibilité volumique moyenne	Nombre d'échantillons	Susceptibilité volumique maximale	Susceptibilité volumique minimale
TERRAINS SEDIMENTAIRES						
Tertiaire :						
Bartonien	Calcaire de Champigny	e^{2-1}	− 0,6	6	− 1	− 0,5
	Grès quartzite à Sabalites	e^{1}	0,5	4	0,8	0,3
Crétacé supérieur :						
Sénonien	"Craie" à silex blanc poudingue	C^{7}	0,4	4	0,8	0,1
Turonien	Tuffeau d'anjou : craie	$C^{6}a$	0,5	6	0,7	0,2
Cénomanien	Marne blanche à Ostracés et sable	C^{5}	8	5	8	8
Jurassique :						
Bajocien	Calcaire et silex noir de Durtal	J^{IV}	≃ 0	11	≃ 0	≃ 0
Bajocien	Calcaire de Saint-Maur	J^{IV}	≃ 0	5	≃ 0	≃ 0
Toarcien	Marno-calcaire à Bélemnites	L^{4}	3	2	5	2
Domérien	Marno-calcaire de Huillé	L^{3}	1,8	6	2,1	1,3
Carbonifère :						
Namurien	Grès à lentilles calcaires	h^{IV}	≃ 0	3	≃ 0	≃ 0
Namurien	Schistes verts à lits quartzeux	h^{IV}	17	2	19	15
Namurien	Quartzite, tufs et schistes charbonneux	h^{IV}	3	8	7	1
Dévonien :						
Emsien-Eifélien	Calcaire d'Angers	d^{2b}	− 0,3	9	− 0,6	− 0,2
Siégenien	Grès-quartzite à Platyortie monnieri	d^{2a}	0,5	9	1	0,3
SERIE VOLCANO-SEDIMENTAIRE DE SAINT-GEORGES SUR-LOIRE :						
Silurien	Phtanite	S^{4}	− 0,5	5	− 1	− 0,1
Silurien	Phtanite	S^{4-5}	− 1	6	− 1,2	− 0,8
Ordovicien supérieur (?)	Schistes verts et grès lie-de-vin	S^{3}	21	6	30	11
Ordovicien :						
Ordovicien moyen	"Schistes d'Angers"	S^{2}	35	5	38	34
Ordovicien moyen	Ardoise de Trélazé (puits)	$S^{2}a$	51	3	58	44
Ordovicien inférieur	Grès armoricain sup.	$S^{1b'}$	3	4	5	2
Ordovicien inférieur	Schistes intermédiaires	$S^{1b''}$	35	4	51	28
Ordovicien inférieur	Couches de minerai de fer oxydé	$S^{1b'''}$	73	6	86	63
Ordovicien inférieur	Couches de minerai de fer non oxydé	$S^{1b'''}$	71000	5	95000	55000
Ordovicien inférieur	Grès armoricain inférieur	$S^{1b'''}$	− 0,3	10	− 0,8	− 0,1

Formation	Faciès	Sigle	Susceptibilité volumique moyenne	Nombre d'échantillons	Susceptibilité volumique maximale	Susceptibilité volumique minimale
TERRAINS METAMORPHIQUES						
Trémadocien-Arénigien	Schistes lie-de-vin	S	18	9	24	11
Trémadocien-Arénigien	Arkoses de Bains	XS[1]	1	8	4	0,3
Briovérien (?)	Schistes argileux gris-vert	X	28	5	30	26
Briovérien (?)	Schistes vert lie-de-vin	XS[1]	25	13	32	20
Anté-Trémadocien	Orthogneiss	X	2	9	3	1
ROCHES ERUPTIVES						
Complexe volcanique de Saint-Georges-sur-Loire	Schistes tufacés brun-vert		49	8	58	40
Complexe volcanique de Saint-Georges-sur-Loire	Rhyolite à microgranite		15	9	18	13
Complexe volcanique de Saint-Georges-sur-Loire	Spillite (porphyrite verte)		46	10	58	40
Post-ordovicien	Granite de Bécon-les-Granits		5	8	7	3

schisteux; le Massif de Lussac-les-Eglises à l'Ouest, la chaîne de la Marche à l'Est, associée à des amphibolites.

Plus au Sud nous trouvons le synclinorium est-ouest métamorphique de Bellac-Bourganeuf, dont C. MARQUAIRE et M. MOREAU [*op. cit.*] font l'équivalent oriental des séries briovériennes et primaires du bas Bocage Vendéen. Selon M. ROQUES [*op. cit.*], il appartiendrait pour son extrémité occidentale aux « chaînes périphériques » du noyau lemovico-arverne. De fait les micaschistes de Bussière-Poitevine ont donné un âge de 397 M.A. Des amphibolites et des diorites sont associées à ces séries.

De la Marche aux Combrailles affleurent différents types de granitoïdes : granite porphyroïde à biotite de Montmarault, leucogranite de Thizon (petit massif situé dans le prolongement de la chaîne de la Marche, à l'Est de la faille du Cher), leucogranite de Cérilly, granite à cordiérite de Tréban. Ce dernier est à rapprocher des granodiorites et granites monzonitiques réunis sous sa dénomination commune de « granite de Guéret ». Ils contiennent tous, en quantité plus ou moins importante, de la cordiérite. Nous manquons de datations valables de cet ensemble granitique. Pour M. CHENEVOY [*op. cit.*], il proviendrait d'une palingenèse des vieux gneiss à cordiérite d'Aubusson. J. DIDIER et J. LAMEYRE, [1971] pensent cependant qu'il est très difficile de le rattacher aux formations environnantes.

La Marche et le Nord limousin ne sont pas couverts par les levés aéromagnétiques de détail; les relations entre les anomalies gravimétriques et les grands traits structuraux y sont manifestes. Nous n'avons donc pas jugé utile de procéder à un échantillonnage géologique pour mesurer la susceptibilité magnétique et la densité des différentes formations qui viennent d'être décrites.

2.1.3 — Le Morvan

2.1.3.1. Grands traits géologiques.

Le Morvan est un massif essentiellement granitique, qui contient cependant quelques bandes de terrains cristallophylliens, tels les gneiss anatectiques à cordiérite de Chastellux, dont M. ROQUES [1971] fait des témoins septentrionaux de l'ancien noyau lémovico-arverne. On trouve, suivant les directions structurales majeures du Morvan (E-W à NE-SW) deux importants bassins permo-carbonifères : celui d'Autun et celui de Blanzy-le-Creusot.

Les granites du Morvan ont été étudiés par H. CARRAT [1969]. Il distingue une zone nord comprenant le batholite de Lormes-les-Settons, séparée d'une zone sud (massif de Luzy) par un faisceau synclinal de terrains dévono-dinantiens, riches en séries volcaniques à dominante rhyolitique, au sein desquels s'est localisé le granite de Gien-sur-Cure. Nous avons, sur nos cartes hypogéologiques, regroupé ces terrains sous le nom de « volcano-sédimentaire », en

TABLEAU X

Densités et susceptibilités magnétiques des principales formations du Morvan et de sa bordure sédimentaire

Description	Nombre de Prélèvements mesurés	Densité	Suscepti. volumique 10^{-6} uém cgs.
FORMATIONS SEDIMENTAIRES			
Sparnacien : argile rouge à débris de silex	1	2,45	5,6
: silex roulé	1	2,45	− 1,2
Cénomanien : craie marneuse blanche	2	1,80	0,7
Portlandien : calcaire sublithographique	2	2,63	< 1
Séquanien : calcaire lithographique de Sancerre	2	2,58	− 2,0
Rauracien : calcaire à faciès récifal	3	2,57	− 1,5
: calcaire hydraulique	2	2,50	< 0,6
Argovien : calcaire à oolithes ferrugineuses	5	2,50	20
Bathonien supérieur : calcaire roux oolithique	3	2,38	0,6
Bathonien inférieur : calcaire marneux en plaquettes	4	2,49	2,3
Bajocien : calcaire oolithique à entroques	3	2,54	3,5
Toarcien : marnes grises	2	2,08	13
Domérien supérieur : calcaire à gryphées géantes	1	2,59	8,2
Domérien inférieur : marnes et calcaires marneux	6	2,37	7,4
Sinémurien : calcaire à gryphées arquées	3	2,57	4,6
Hettangien : lumachelle calcaire	3	2,60	3,3
Lias inférieur silicifié	1	2,61	− 0,4
FORMATIONS METAMORPHIQUES			
Gneiss de Montjeu	4	2,66	22
Anatexites de Chastellux	21	2,67	21
Anatexites du Villargoix	2	2,62	11
Gneiss de Neuville	7	2,65	10
FORMATIONS ERUPTIVES			
Granite de Luzy	3	2,68	21
Leucogranite de Saint-Symphorien-de-Marmagne	2	2,60	5,2
Granite du Folin	4	2,59	4,4
Granite de Château-Chinon	3	2,56	6,4
Granite de Lormes	3	2,57	6,6
Granite de Saulieu	4	2,57	7,4
Leucogranite de la Pierre-Qui-Vire	5	2,60	4,5
Leucogranite d'Avallon	8	2,60	9,3
Granite de Précy-sous-Thil	3	2,59	5,4
Granite de Saint-Saulge	3	2,60	16
Rhyolites de Montreuillon	2	2,53	4,5
Granite de Neuville	7	2,58	2,3
FORMATIONS VOLCANO-SEDIMENTAIRES			
(Complexe de Saint-Honoré-les-Bains et de Lucenay-l'Evêque)			
Tufs noirs	3	2,67	784
Schistes micacés	1	2,66	37
Microgranite	3	2,54	6,3

Tableau XI

Caractéristiques géophysiques des différentes catégories de roches du Morvan et de sa bordure sédimentaire

Formation	Nombre unités litho ou strati mesurées	Susceptibilité (10^{-6} cgs)			Densité (g/cm^3)		
		moy.	maxi.	mini.	moy.	maxi.	mini.
Roches sédimentaires	17	4,4	20	— 2,0	2,39	2,63	1,80
Roches éruptives	12	7,7	21	2,3	2,59	2,68	2,53
Roches métamorphiques	4	16	22	10	2,65	2,67	2,62
Complexe volcano-sédimentaires	3	275	784	6,3	2,62	2,67	2,54

faisant apparaître séparément les rhyolites de Montreuillon qui possèdent des caractères géophysiques particuliers. Les granites porphyroïdes des Settons et de Luzy ont vraisemblablement un caractère intrusif (laccolite), se trouvant placés entre le vieux socle cristallophyllien du Morvan et la couverture dévono-dinantienne [J. Didier et J. Lameyre, *op. cit*]. Le granite de Luzy a été daté de 350 ± 31 M.A., le granite de Gien-sur-Cure de 334 ± 4 M.A. et les tufs rhyolitiques de Saint-Honoré-les-Bains de 329 ± 10 M.A. [M. Roques, M. Vachette-Caen et Y. Vialette, 1971].

Deux massifs de leucogranites situés au Nord du Morvan peuvent retenir notre attention. Celui de la Pierre-Qui-Vire, à nodules de cordiérite, est intrusif dans le granitoïde de Lormes [J. Lameyre, 1966]. Le leucogranite d'Avallon, très peu représenté à l'affleurement, présente un faciès à andalousite analogue à celui de Châteauponsac en Haute-Vienne [J.M. Demange, *in* J. Didier et J. Lameyre, *op. cit.*].

2.1.3.2. Mesures de densité.

Un échantillonnage des principales formations du Morvan et de son recouvrement sédimentaire a été réalisé pour la détermination des densités et susceptibilités magnétiques. Les points de prélèvement sont donnés dans C. Weber [1968].

On remarque sur le tableau XI le contraste très marqué entre la densité moyenne de la couverture sédimentaire et celle du socle. Au sein de ce dernier, les roches cristallophylliennes apparaissent comme nettement plus lourdes que les granites. Cet élément, joint à d'autres, nous a permis d'attribuer à de telles roches les bandes d'anomalies positives Est-Ouest situées entre Avallon et Montbard.

2.1.3.3. Mesures de susceptibilité magnétique.

Les valeurs données dans le tableau X confirment le caractère très peu magnétique de l'ensemble des formations du Morvan, qui nous était déjà apparu par l'examen de la carte aéromagnétique. En dépit du faible écart constaté entre les diverses unités géologiques, les mesures sont assez peu dispersées au sein d'une même unité.

On note ainsi que le granite de Luzy, pour des prélèvements distants de plusieurs kilomètres, présente une susceptibilité (et une densité) relativement élevée par rapport aux autres granites (tableau XII), Il n'est donc pas surprenant que la carte du champ magnétique reflète très mal les variations lithologiques, mais que par contre celles-ci apparaissent sur la carte du gradient vertical.

En ce qui concerne les formations sédimentaires, on remarquera la susceptibilité relativement élevée de l'oolithe ferrugineuse, du même ordre de grandeur que celle des roches cristallines. Il nous paraît pourtant totalement exclu que l'on puisse rapporter à ce banc peu épais et discontinu certaines anomalies décelées sur les levés magnétiques effectués à plusieurs centaines de mètres au-dessus du sol.

Tableau XII

Comparaison des paramètres géophysiques de deux granites du Morvan

	N° de prélèvement	Susceptibilité en cgs	Densité en g/cm^3
Granite de Luzy	2	24	2,71
	3	19	2,66
	4	21	2,67
Granite de Saulieu	19	6	2,57
	20	8	2,57
	21	10	2,58

Chapitre 2.2

Présentation des résultats : cartes hypogéologiques

Avant de commenter les résultats de l'interprétation synthétique des données géophysiques, il est nécessaire de s'attarder quelque peu sur leur mode de représentation cartographique. Il nous faut pour cela indiquer les critères de choix du « marqueur » à cartographier, qui devra être unique pour les différentes interprétations et posséder une signification géologique précise. On ne peut évidemment se contenter de la vague notion de « socle » des géophysiciens. Il nous faut aussi mentionner les « repères » permettant le calage des interprétations, c'est-à-dire les forages.

2.2.1 — Choix d'un " marqueur "

Enumérons rapidement les niveaux plus ou moins profonds qui ont pu être décelés par les méthodes géophysiques utilisées dans le Sud du Bassin de Paris.

• *En gravimétrie,* il est très exceptionnel que des anomalies de Bouguer puissent trouver leur origine au sein de la couverture sédimentaire secondaire ou tertiaire, du moins à la précision et à l'échelle des cartes publiées. Par contre un certain nombre d'anomalies négatives ont été rapportées à des bassins permiens. Le plus souvent les marqueurs gravimétriques appartiennent au socle anté-permien. Les profondeurs calculées ne peuvent cependant nous indiquer indubitablement la cote de la surface anté-permienne, car certains marqueurs se trouvent situés bien en dessous de cette surface : un exemple est fourni sur le Massif armoricain lui-même par l'importante anomalie gravimétrique traduisant le prolongement profond de l'axe granitique de Lanvaux vers l'Est [C. Weber, 1967].

• *En magnétisme* aucune anomalie n'a pu être rapportée à des niveaux méso- ou cénozoïques, ni même aux sédiments permiens (pas de trace de volcanisme associé). Toutes les perturbations cartographiées — si l'on élimine celles, superficielles, liées à l'activité industrielle de l'homme — trouvent donc leur origine dans le socle anté-permien. De l'étude effectuée en Anjou il nous est apparu que les anomalies pouvant être attribuées à des grès à magnétite concernaient le toit du socle en raison du pendage fréquemment subvertical de ces couches, dégagées par l'intense érosion post-hercynienne. Par contre les anomalies magnétiques attribuées à des roches basiques peuvent fort bien concerner des corps intrusifs profonds qui n'ont pas été atteints par la surface d'érosion.

• *En sismique réfraction,* l'ambiguïté est bien moins grande. Etant donné les vitesses sélectionnées grâce aux sondages de réfraction (5 800 à 5 900 m/s) et utilisées dans la restitution des profils sismiques, le marqueur suivi correspond au socle anté-permien — voire anté-carbonifère lorsque celui-ci n'est pas trop profond. Dans certains cas cependant la réfraction permet de suivre la pente des flancs d'un batholite granitique au sein même des sédiments paléozoïques post-briovériens.

• *Les méthodes électriques et électromagnétiques* nous donnent le « socle résistant », souvent assimilé à l'anté-permien. Dans chaque cas un étalonnage est nécessaire, car le granite altéré peut être relativement conducteur (*cf.* Mirebeau-en-Poitou), et les sédiments paléozoïques moyennement résistants. Le Permien par contre est fréquemment conducteur.

L'énumération qui précède fait apparaître clairement l'impérieuse nécessité de comparer les résultats des différentes méthodes géophysiques pour définir avec assez de précision quels sont les marqueurs suivis.

Trois choix paraissent possibles : les niveaux antétriasique, anté-permien, anté-stéphanien. Seules les considérations géologiques permettent de trancher. Elles posent le difficile problème de toute classification qui requiert de placer des limites dans des phénomènes le plus souvent continus.

Il est indéniable en effet que, dans les profondes dépressions laissées par la dernière phase orogénique hercynienne, la sédimentation a été continue du Stéphanien au Keuper, à partir des matériaux provenant du démantèlement de la chaîne hercynienne, jusqu'à l'arrivée de la transgression marine qui s'est produite à la fin du Muschelkalk ou au début du Keuper dans le Sud du Bassin de Paris [L. Courel, 1970]. Sur les zones hautes par contre, il n'existe peu ou pas de Permo-carbonifère, et la coupure majeure se situe au niveau du Trias.

Si nous choisissons, comme nous l'avons fait dans des publications antérieures, la surface anté-permienne comme repère cartographique, nous pourrons utiliser directement les informations de la sismique réfraction, mais nous devrons renoncer à figurer les limites, intéressantes, des bassins permiens données par la gravimétrie.

Il nous paraît préférable de représenter la géologie des niveaux anté-triasiques *. Ceci correspond à la grande coupure entre la fin du cycle hercynien et le début de l'ère secondaire, qui marque pour la plupart des géologues le commencement de la formation par subsidence du Bassin de Paris. Dans les fosses de sédimentation continue la coupure Permien-Trias peut être décelée, car elle est marquée par une apparition dès le Buntsandstein de traces d'anhydrite primaire. D'autre part les géologues ont, paradoxalement, recours à la géophysique pour fixer cette coupure, car elle apparaît très clairement sur les diagraphies électriques et nucléaires [L. Yapaudjan, 1963], comme on peut le voir par exemple sur le log du forage Contres 1 (fig. 52).

2.2.2 — Les cartes hypogéologiques

Nous avons donc été amenés à présenter les résultats de l'interprétation corrélative des méthodes géophysiques sous la forme d'une carte topo-géologique des formations qui « affleureraient » sur la surface de base du Secondaire si toute la couverture sédimentaire méso-cénozoïque était enlevée. Pour désigner ce genre de documents, souvent appelés « écorchés géologiques » suivant une expression imagée certes, mais trop schématique, nous proposons le terme de cartes « hypogéologiques », à partir de l'expression grecque ὑπό γής sous terre. Celles-ci se différencient des cartes paléogéologiques qui représentent la topographie et la géologie telles qu'elles étaient à une époque déterminée, sans tenir compte des mouvements tectoniques postérieurs à cette époque.

La carte hypogéologique de la base du Trias, à l'échelle du 1/500 000, donnée en pochette, couvre une superficie de 53 000 km² environ, et forme un élément important de ce qui pourrait devenir ultérieurement l'hypogéologie des bassins sédimentaires français, en s'ajoutant aux travaux déjà effectués dans cette voie en Aquitaine et dans le Nord de la France.

On pourra remarquer au passage qu'une méthodologie assez proche de la nôtre a été utilisée par les

* Ou de façon plus générale anté-mésozoïques, puisque dans l'Ouest du Bassin parisien le Lias est directement transgressif sur la pénéplaine hercynienne.

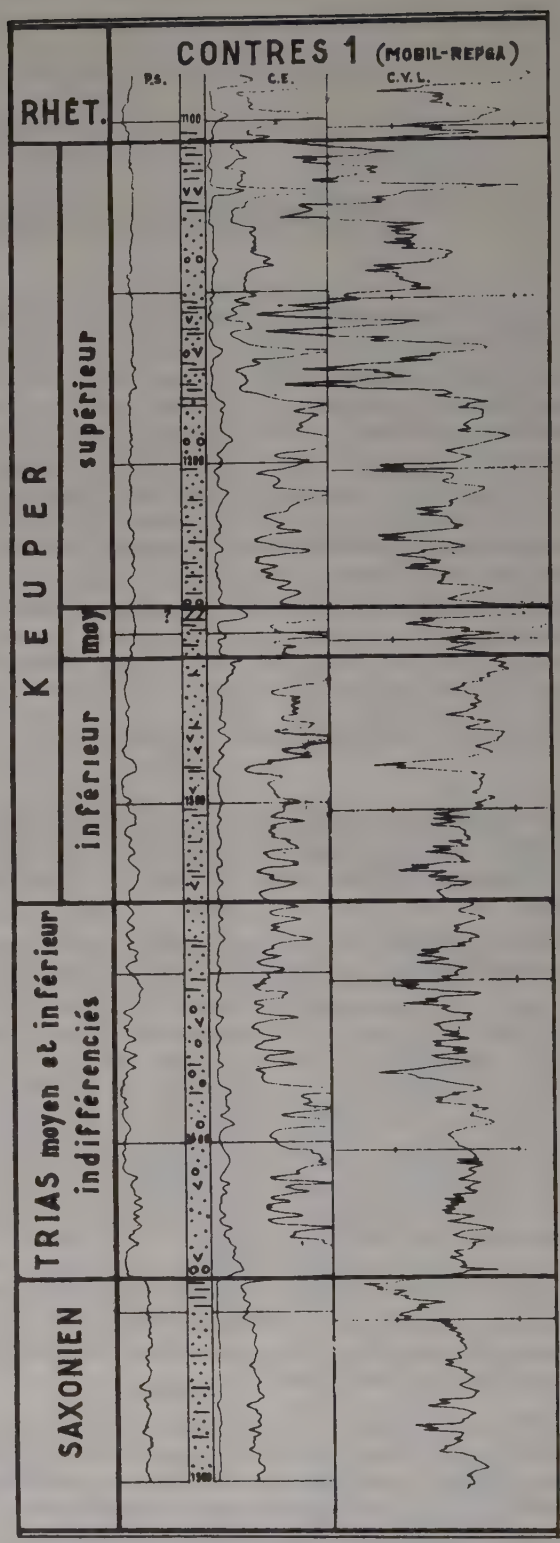


Fig. 52. — *Diagraphies du sondage de Contres 1.* Polarisation spontanée (P.S.), carottage électrique (C.E.), carottage de vitesse (C.V.L.).

[Extrait de Yapaudjan L., 1963].

sociétés pétrolières C.F.P.M., COPESEP, R.A.P. et S.N.P.A. (1965) pour l'établissement d'un « écorché géologique infra-mésozoïque » à 1/320 000 du Nord de la France, à partir des données sismiques, gravimétriques et aéromagnétiques. Notons cependant deux différences importantes avec notre travail : dans le Nord, les pétroliers disposaient de 249 core-drills et la géophysique a surtout été utilisée pour permettre des corrélations entre core-drills; par ailleurs le Paléozoïque se trouve à des profondeurs inférieures à 300 m. Pour nous au contraire les données de l'interprétation géophysique restent l'élément principal; les forages, qui ont trouvé le socle à une profondeur souvent supérieure à 1 000 m, fournissent l'indispensable contrôle de l'interprétation.

2.2.3 — Données des forages profonds

Nous avons reporté sur le tableau XIII la liste des forages qui ont été positionnés sur les cartes à 1/250 000 fournies dans la thèse, et qui ont été réduites à 1/500 000 (en pochette). On a indiqué tous les sondages, archivés au B.R.G.M., qui ont atteint au moins le Lias. Cependant lorsque plusieurs d'entre eux se trouvaient très proches et avaient traversé des terrains identiques, un seul a été retenu. Sur les 98 forages mentionnés 84 ont touché le socle antémésozoïque. Ils ont été implantés soit dans un but de recherche d'eau (principalement en Touraine ou Berry), soit pour la prospection minière (sur la bordure du Massif armoricain et du Morvan), soit afin de rechercher des hydrocarbures (pour les plus profonds d'entre eux).

Les forages ont été particulièrement utiles non seulement pour déterminer la nature pétrographique des corps géologiques dont seules les propriétés physiques pouvaient être décelées par l'interprétation des anomalies géophysiques, mais encore pour caler les profondeurs calculées, particulièrement en sismique réfraction. Ils se sont révélés indispensables pour transposer les courbes de profondeur du socle antépermien données par la sismique en isobathes de la base du Mésozoïque, figurées sur les cartes hypogéologiques. Celles-ci ont pu être appuyées également sur les sondages, arrêtées à la base du Lias dans la partie centrale de l'étude en utilisant des cartes de l'épaisseur du Trias, comme celle publiée par S. Sapin [1967].

On remarque l'existence de zones totalement dépourvues de sondages, où aucun contrôle n'est possible, en particulier la grande région délimitée par les villes de Nevers, Bourges, Châteauroux et Montluçon.

Il nous faut signaler, en terminant ce paragraphe, un certain nombre d'études synthétiques portant sur des données de forages, dans les régions suivantes :

- bordure angevine du Massif armoricain : G. Lecointre [1959].
- Poitou : G. Lecointre et G. Mathieu [1959],
- bordure nord de la Marche : A. Lefavrais, O. Horon et G. Lecointre [1961],
- Touraine (sondages pétroliers) : S. Sapin [1967],
- Nivernais, région de Decize : M. Grangeon, R. Feys, C. Greber, A. Lefavrais [1968],
- bordures sédimentaires du Morvan : Y. Le Calvez, A. Lefavrais et J. Lhegu [1969].

L'étude générale sur le Bassin de Paris de M.J. Lienhardt [1961], déjà mentionnée en introduction est peu précise au Sud du parallèle d'Orléans car la plupart des forages profonds y ont été effectués postérieurement à sa publication.

Tableau XIII

Forages profonds

Désignation	Indice B.R.G.M.	Année	X	Y	Z	Profondeur atteinte	Profondeur du toit du socle	Nature du socle
Antoigné 1	512-3-508	1922	414.75	233.55	38	117	117	Briovérien schisteux
Amboise 1	458-8-1	1964	500.820	268.205	67	1 020	(915)	(Lias inférieur et Trias)
Argilly 1	526-8-1	1957	802.52	232.18	194,75	2 222	1 855	Permo-houiller
Arpheuilles 1	543-7-2	1965	518.520	210.155	114	1 810	831	Autunien ; Carbonifère à 1 150 m
A T 1	402-1-53	1960	673.99	320.01	147,50	1 125	1 109	(Lias)
A U 16	468-6-11	1963-64	758.45	265.30	347	18,15	17,50	Granite
A U 28	468-2-2	1963-64	760.00	275.75	313	24,40	23,30	Granite
A U 29	468-6-2	1963-64	761.55	267.75	375	30,60	26,10	Granite
A U 51	468-7-4	1963-64	767.74	265.50	-	63,21	57,45	Granite
A U 57	437-6-12	1964	756.40	291.80	255	152,18	145,75	Granite
Azy-le-Vif	574-1-1	1918-19	666.5	198.2	230	744	395	Permien

Désignation	Indice B.R.G.M.	Année	X	Y	Z	Profondeur atteinte	Profondeur du toit du socle	Nature du socle
Ballan Mire 1	457-8-9	1964	471.695	264.465	47	794	760	Gothlandien (?)
Beaufort	455-2-14	1883	407.50	274.35	25	143,30	116,20	Gothlandien ou Briovérien
Blancafort 1	432-5-3	1965	618.054	281.194	226,04	1 491	1 458,5	Socle granitique
Bossay 1 bis	542-8-1	1964	497.962	209.297	138	1 090	938	Permien
Boussay 1	542-6-1	1964	490.122	208.968	129	967	942	Briovérien possible
Brécy 1	520-1-1	1966	619.627	236.212	167,71	1 808	1 040	Permien ; Carbonifère à 1707 m
Brézé 6	485-8-17	1924	417.25	243.70	29	132,13	132,0	Schistes briovériens
Brézé 10	485-8-23	1926	419.20	245.15	42	177	174	Granite
Broutillats	549-8-14	1955	694.15	201.55	242	432	386	Microgranite
Céré 1	489-2-2	1965	517.067	251.884	160,65	871	858	(Lias supérieur)
Chaume 1	437-7-1	1959	776.40	292.10	382	255,80	246	Socle granitique
Chantenay	574-4-1	1920-21	664.5	194.6	-	952,20	912,90	Microgranite
Chi 1 E	496-2-1	1962-63	704.10	254.15	196,79	71,93	69,40	Granite
Chi 7 W	495-8-4	1962-63	692.15	247.75	233,72	101,42	97,39	Microgranite porphyrique
Ciran 1	515-6-1	1964	489.015	229.370	94,35	828,60	753,00	Stéphanien
Clion 1	543-3-1	1965	518.110	217.560	102,35	948	886	Briovérien possible
Contres 1	460-5-1	1959	535.640	265.047	140	2 623	1 106	Permo-Trias
Contres 2	460-5-20	1966	532.98	265.83	113	1 225	1 130	Permo-Trias
Contres 3	460-5-10	1967	533.57	268.53	114	1 265	1 172	Permo-Trias
Contres 4	460-5-12	1967	535.61	261.62	97	1 265	1 160	Permo-Trias
Corpoyer 1	437-8-1	1959	771.20	286.15	417	275	258	Conglomérat granitique
Devay 1	549-8-8	1957-58	693.00	201.58	240	1 469,60	1 455	Microgranite
Epieds 7	512-4-503	1924	418.50	240.50	30	110,10	109,70	Houiller
Faye 2	549-8-4	1954	695.0	205.45	216	303,30	236	Microgranite
Fleury 1	402-3-1	1959	685.82	318.97	148	928	903	(Aalénien)
Fontaine Raoul	361-5-1	1964	508.932	330.052	189,40	988	811	Silurien à Briovérien
Fours	550-6-1	1955	706	203.5	215	395,37	384,10	Microgranite
Fraignot 1	438-3-1	1959	792.15	295.36	490	398,20	347	Eluvions granitiques
Fraignot 2	438-4-1	1959	802.20	294.33	321	378	356	Granite altéré
Germancy	549-7-7	1954	685.10	201.60	210	1 273,90	1 040	Stéphanien
Girondons	549-8-7	1954-55	693.15	203.45	220	1 286,90	1 281	Microgranite
Giroux 1	518-5-3	1966	568.167	227.672	152	1 330	1 298	Silurien à Briovérien
Jarze	424-6-1	1950	406.50	287.10	74,60	83,25	83,25	Cristallin
La Ferté 1	574-4-2	1966	571.240	266.050	100,70	1 891	1 830	Silurien à Briovérien
Ligueil 1	515-5-1	1964	481.150	228.850	91,70	698	678	Stéphanien probable
MA 14	578-8-3	1963	773.54	183.80	320	143,64	136,23	Granite porphyroïde
Maillé 1	514-7-2	1964	465.540	229.160	47,55	479,60	420,50	Orodovicien possible
Maillet	593-3-2	1961	585	175.10	200	94,5	66,50	(Trias)
Marchenoir 1	396-3-3	1957	524.873	319.637	145,06	973,4	971,4	Socle granitique
Marcy 1	549-8-5	1920-22	691.8	204.7	201	1 516,80	1 499	Microgranite
Ménétou 1	492-8-1	1965	609.797	249.817	239,82	1 229	1 193	Socle métamorphique
Menetons	549-2-1	1954-55	680.50	212.60	288	1 000,80	954	Rhyolite et microgranite
Méron 3	512-4-501	1922	415.75	236.10	35	70,56	70,16	Gothlandien
Méron 4	512-4-502	1922	417.60	238.40	33	90,00	87,85	Famménien
Migné-les-Lourdines	566-8-1	1957	445.60	185	100	145,15	143,17	Granite à biotite
Montcoy 1	579-4-1	1958	803.13	200.44	213,95	2 449,80	1 532	Permien
Moulins 101	621-6-1	1960	678.35	146.98	238,10	673	633,50	Roche métamorphique
Moulins 102	598-6-1	1960	681.52	166.27	238,50	650,80	641	Roche métamorphique
Moulins 103	598-4-1	1960	689.75	177.70	237,30	886,90	873,50	Roche métamorphique
Moulin de Verneuil	549-8-2	1919	692.8	207.15	201	696	649	Eruptif
Nanteuil	566-8-2	1963	446.76	183.60	77,06	135,81	134,15	Granite
N I V 43	495-7-2	1964	688.30	246.45	320,00	287,84	283,90	Dacite
N I V 45	495-7-4	1964	684.00	244.90	275,00	64,90	60,60	Microgranite

Désignation	Indice B.R.G.M.	Année	X	Y	Z	Profondeur atteinte	Profondeur du toit du socle	Nature du socle
N I V 47	522-4-1	1964	691.30	239.70	250,00	159,94	154,20	Tuf dacitique
N I V 48	595-3-1	1964	685.50	252.20	250,00	68,10	65,90	Gneiss
N I V 57	466-6-1	-	703.95	265.65	238	174,41	165,85	Gneiss
N I V 58	466-6-2	-	703.65	261.45	240	127,30	121,00	Gneiss
Orsennes	593-3-1	1961	550	171,65	220	43	32	Trias
Ouzouer 1	432-4-5	1962	636.73	299.93	168,26	1 870,50	1 854,50	(Muschelkalk)
Poitiers-la-Folie	590-1-10	1963	448,39	181,78	66,93	142,42	142,42	(Infra-Lias : grès et conglomérats à éléments granitiques)
Quenne 1	403-5-16	1959	698,42	308,35	277,70	952	946	Gneiss et micaschistes altérés
Rebréchien	363-3-8	1964	575.995	331.561	133,51	1 515	1 494	Granite
Saint-Benoit	589-4-40	1963	447.61	174.42	78,34	68,54	70,72	Granite très altéré
Saint-Cyprien	589-4-42	1963	447.826	176.625	114,29	121,37	120,06	Granite
Saint-Cyr 101	427-8-1	1965	500.085	289.160	128,60	984	890	(Lias inférieur)
Saint-Georges-sur-Moulon	492-7-1	1964	604.818	243.588	159,85	1 880	1 316	Permien ; 1639 Stéphanien
Sennely 1	430-4-6	1957	586.167	296.805	138,63	2 149	1 867	(Trias)
Sennely 2	399-5-6	1963	588.319	300.129	126,14	1 552	1 545	Granite
Sennely 301	431-1-4	1965	587.103	296.889	134,5	2 144,5	2 125	Granite à 2 micas
Subligny 1	463-7-1	1959	633.51	268.90	268,56	1 123,33	1 107,50	(Trias)
Sully s/Loire 1	399-8-4	1959	610.581	304.637	118,53	1 611	1 582	(Trias)
S 30	496-5-4	1956-57	701.38	247.89	207,00	41,92	39,30	Microgranite
Thevet-Saint-Julien	571-8-2	1961	579.80	181.65	210	97	66	(Trias)
Tourtenay	512-7-1	1953	413.80	229.10	68	129	119	Briovérien
T P 18	435-8-27	1963-64	716.50	281.40	180	27,00	26,00	Granite
T P 22	436-5-21	1964-65	727.80	282.80	221	43,32	33,25	Granite altéré
T P 24	426-5-23	1964-65	727.50	284.700	204	73,19	66,40	Pélite peu métamorphique
T P 26	436-5-25	1964-65	727.15	286.90	198	102,79	101,00	Marnes gréseuses peu métamorphiques
T P 28	467-1-15	1964-65	727.80	279.80	255	20,77	19,15	Granite
T P 45	436-1-3	1964-65	724.50	295.50	183	330,00	329,60	Granite
T P 52	435-8-28	1964-65	720.70	281.90	295	96,40	95,65	Granite
T P 53	466-3-15	1964-65	711.45	280.60	140	186,47	185,05	Syénite
Varennes 1 bis	481-1-530	1966	426.297	252.883	26,71	352,25	204,50	Ordovicien moyen
Varennes 2 bis	486-1-531	1967	426.449	252.832	26	394,25	206,00	Ordovicien moyen
Vic-Exemplet	571-8-3	1961	585.5	177.6	240	87,5	49	(Trias)
Villebourgeon 1	430-5-1	1958	563.121	287.673	110,56	1 596,40	1 487	(Trias)
Vitteaux	468-7-2	1965	766.86	267.83	371,7	102	35,20	Carbonifère à plantes

Chapitre 2.3

Le prolongement de la zone armoricaine

L'étude des anomalies gravimétriques et magnétiques, jointe aux données de la sismique et des forages nous a montré que la région limitée au Sud par une ligne Thouars - Saint-Amand-Montrond et à l'Est par le réseau de failles méridien Gien-Sancerre-Sancoins présente une affinité armoricaine indubitable. Ses caractéristiques principales sont liées à la présence sur un fond sédimentaire briovérien à silurien d'une alternance de massifs granitiques et de fosses permo-carbonifères, allongés suivant des directions sud-armoricaines (N 120°) à l'Ouest devenant sensiblement E-W (N 100°) à l'Est. Les couches ferrifères témoignent de la permanence, au moins jusqu'au méridien de Loches, des synclinaux paléozoïques angevins.

Du point de vue morphologique, les isobathes de la surface de base du Secondaire (*cf.* cartes hypogéologiques), comme ceux du socle antépermien [C. Weber, 1966 et 1971], montrent un très lent ennoiement du socle vers l'Est, les profondeurs les plus importantes étant situées à l'aplomb d'un axe Orléans-Romorantin.

2.3.1 — Le fond sédimentaire briovérien à silurien

Si l'on excepte les synclinaux ferrifères, ce fond sédimentaire est surtout caractérisé sur les cartes géophysiques par une absence d'anomalies importantes, ou une faible dominance positive en gravimétrie. Son existence a été déduite par continuité des affleurements du Massif armoricain et confirmée par les carottes de la base des sondages (cités d'Ouest vers l'Est), de Beaufort, Antoigné, Brézé 6, Méron, Tourtenay, Varennes, Ballan Miré, Maillé, Boussay, Clion, Fontaine-Raoul, Giroux, La Ferté. De fait le simple examen des carottes ne permet pas de distinguer, à de rares exceptions près, entre les schistes et quartzophyllades d'âge paléozoïque inférieur et les formations identiques briovériennes. Une tentative intéressante a cependant été réalisée par les géologues de la S.N.P.A. grâce à l'étude minéralogique des argiles [J. Bodio, communication personnelle, 1964]. Pour la plupart des carottes analysées, les associations argileuses sont comparables à celles des schistes d'âge Arenig à Llandeilo du Massif armoricain.

Les axes d'anomalies magnétiques permettent de suivre au sein de cet ensemble indifférencié la trace des synclinoriums armoricains, grâce à la magnétite contenu dans les grès inférieurs de l'Ordovicien. On remarque ainsi le prolongement du synclinal de Martigné-Ferchaud, jusqu'aux environs de Tours, où le forage de Ballan-Miré a décelé des schistes qui ont été rapportés à un « Ordovicien supérieur à Gothlandien possible ». Plus au Sud le synclinorium d'Angers se bifurque sous la couverture sédimentaire du Bassin de Paris en deux alignements qui encadrent le batholite de Saumur, et dont on retrouve encore la trace entre Amboise et Loches. Dans le centre de la zone, nous avons interprété les anomalies magnétiques qui bordent le « batholite » de Vatan comme traduisant également l'existence en profondeur de couches ferrifères.

La tectonique de cet ensemble sédimentaire ancien doit être relativement comparable à celle des zones centre et sud armoricaines. Les forages de Varennes montrent l'existence de plis resserrés légèrement déversés vers le Sud. On remarque d'autre part sur les cartes hypogéologiques de nombreuses failles de décrochement, de direction moyenne N 15° et N 165°, liées très certainement à des mouvements tertiaires. La coupe géologique interprétative de la figure 53 représente l'allure du socle dans une zone riche en informations provenant soit de forages soit de l'interprétation de données géophysiques variées.

2.3.2 — Les massifs granitiques

Ce sont principalement les données gravimétriques qui permettent de supposer l'existence de massifs granitiques dans le socle. La comparaison avec les indications de la sismique permet le cas échéant, pour expliquer une anomalie gravimétrique négative par un batholite, d'éliminer l'hypothèse d'une origine liée à une dépression dans le socle comblée de sédiments légers. La comparaison avec le magnétisme peut fournir un argument supplémentaire en faveur d'une origine granitique lorsqu'une anomalie négative de Bouguer est cernée par des axes magnétiques positifs. Il semble en effet que le métamorphisme de contact ait permis l'enrichissement en fer des sédiments sur la bordure du massif, auquel peut s'ajouter une transformation en magnétite de l'oligiste déjà contenu

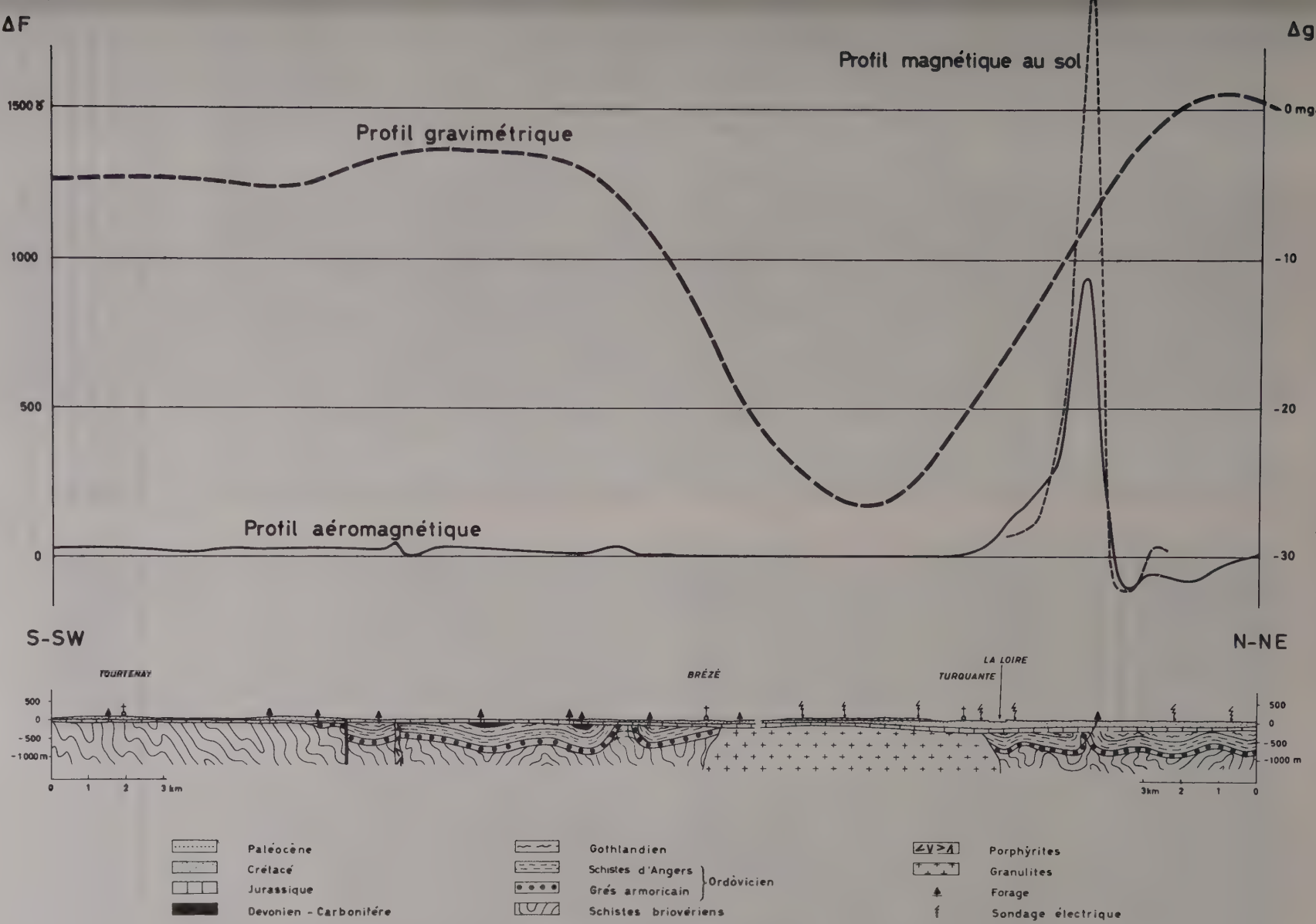


FIG. 53. — *Coupe géologique interprétative du socle en Touraine avec profils gravimétriques et magnétiques correspondants.*

Rapprocher cette coupe de celles données figure 21 * (forages sur l'anomalie magnétique de Varennes) et 47 * (interprétation des sondages électriques sur le batholite de Saumur). Localisation sur la fig. 1 *.

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 3-1973.

dans ces sédiments. La manifestation sur les cartes magnétiques de ce phénomène paraît assez générale. Elle a été étudiée dans le détail sur le pourtour de granites vosgiens par J.P. LAUER et G. TAKTAK [1971]. Lorsqu'un granitoïde est cerné d'anomalies magnétiques son caractère intrusif est alors très probable. Nous reprendrons rapidement l'énumération des massifs granitiques, pour la plupart déjà mentionnés dans la première partie de ce mémoire, du Nord vers le Sud.

Le granite de Marchenoir, bien délimité grâce aux cartes du gradient vertical du champ de pesanteur (paragraphes 1.1.4.* et 1.1.5.1.*) a son existence confirmée par forage. Nous ne disposons pas de levé aéromagnétique détaillé dans ce secteur, mais d'une prospection magnétique au sol qui a permis de mesurer, sur trois profils recoupant la partie ouest de la structure de Marchenoir, les anomalies de la composante verticale [F. MUNCK, 1954]. L'interprétation de ces profils est délicate car les variations très superficielles de la couche d'argile à silex perturbent les mesures. Il apparaît cependant avec assez de netteté une anomalie magnétique sur le flanc méridional de la structure gravimétrique, dont l'étalement laisse penser qu'elle trouve son origine dans le socle. Il serait donc assez probable que le granite de Marchenoir soit intrusif dans des formations paléozoïques du type de celles rencontrées au tout proche forage de Fontaine-Raoul.

Les cartes hypogéologiques indiquent entre le Loir et la Loire quatre autres massifs granitiques, d'extension beaucoup plus réduite que celui de Marchenoir. Il s'agit des granitoïdes supposés de Beaugé, Château-la-Vallière et de Langeais, délimités d'après la gravimétrie. Seul celui de Beaugé est bordé, au Sud, d'anomalies magnétiques, qui appartiennent à l'axe Châteauneuf-sur-Sarthe - Tours. Celui situé à l'Ouest de Langeais est entouré d'anomalies magnétiques, mais elles forment une couronne beaucoup plus large que la périphérie du corps délimité sur les cartes gravimétriques. Leur existence n'est pas prouvée par sondage. On ne peut en effet considérer comme spécifique le quartz filonien rencontré par le forage de Jarzé, localisé sur l'anomalie gravimétrique de Beaugé.

Le massif de Saumur quant à lui paraît avoir une réalité géologique indubitable. Il a été carotté par le forage de Brézé 10, et correspond à une anomalie gravimétrique cernée dans toute sa partie ouest par des axes magnétiques (*cf.* fig. 53). Il marque de plus le prolongement caché de l'axe de Lanvaux. L'étude détaillée du comportement gravimétrique des granites liés à cet axe [C. WEBER, 1967] nous permet de penser que la bande d'orthogneiss cadomiens ou calédoniens de Lanvaux ne se poursuit pas vers l'Ouest au-delà du petit affleurement septentrional de Bécon-les-Granits [L. CHAURIS et G. LUCAS, 1964]. Le leucogranite d'Allaire, hercynien, lié à cet axe de Vannes à Redon, disparaît également peu à l'Ouest de Nozay. Le granitoïde de Saumur serait représenté sur le Massif armoricain *sensu stricto* uniquement par l'affleurement méridional du granite hercynien de Bécon-les-granits. On doit à R. BOLLO [1954], une comparaison de la roche carottée à Brézé avec celle de Bécon. Dans les deux cas il s'agit d'un granite à biotite (rare à Brézé, plus abondante à Bécon) et à muscovite; l'échantillon de carotte est plus riche en orthose et en quartz. Il a une densité légèrement plus faible que la densité moyenne de Bécon : 2,62 au lieu de 2,66.

L'alignement du granitoïde de Saumur sur l'axe de Lanvaux nous paraît devoir être expliqué par le rejeu hercynien d'une ancienne suture armoricaine. Il est très probable que la ramification septentrionale de la zone broyée sud-armoricaine qui longe les gneiss de Lanvaux au Nord se poursuit en profondeur jusqu'aux environs de Loches. Elle pourrait ne pas avoir été décelée dans les sédiments paléozoïques au-delà de Redon en raison de la plasticité relative de ces derniers. La géophysique permet cependant d'en retrouver la trace dans le synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes - Angers [*cf.* carte donnée *in* C. WEBER, 1967].

Il ne serait pas impossible de rattacher à l'axe de Lanvaux - Saumur le massif granitique de Vatan, dont la gravimétrie et le magnétisme nous permettent de supposer l'existence (fig. 12 * et 13 *). Suivant cette hypothèse le « granitoïde » de Vatan marquerait le prolongement oriental du batholite de Saumur, décalé vers le Sud. Or nous avons précisément cartographié dans le socle, entre Loches et Châtillon-sur-Indre, des décrochements dextres. Vers l'Est le massif de Vatan est lui-même décalé en direction du Sud et se prolonge près d'Issoudun. Aucun forage ne vient confirmer la présence en profondeur de ces granites (Giroux se situe précisément dans la zone de décrochement entre les massifs de Vatan et d'Issoudun). On doit simplement remarquer une grande similitude entre les anomalies gravimétriques de Saumur et de Vatan, toutes deux étant cernées de couches fortement magnétiques. La sismique indique d'autre part un changement dans les vitesses du socle au droit du batholite supposé. La coupe interprétative de la fig. 40 * reprend la synthèse de toutes ces informations.

Une place toute particulière doit être réservée au massif granitique de Sennely, ne serait-ce que par son orientation générale NW-SE, très différente des directions hercyniennes de l'Armorique, mais identique à celle de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris, qu'il jalonne sur sa bordure ouest de Jargeau à Blancafort. L'étude pétrographique des carottes de

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 3-1973.

socle des forages de Sennely 2 et de Rébréchien ** montre par ailleurs qu'il s'agit d'un granite alumineux à faciès catazonal, du même type que les granites autochtones ou subautochtones du Forez et du Velay. La roche est caractérisée par la présence de cordiérite et de sillimanite; sa texture est granoblastique isogranulaire avec des micas orientés. Des analyses chimiques de ces carottes ont été publiées par J. Mercier [1966], qui conclut également à une origine anatectique probable du granite.

Etant donné l'importance du granite de Sennely pour la compréhension des phénomènes tectoniques liés à la mise en place du corps qui est à l'origine de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris (*cf.* chapitre 3.2.), nous avons procédé à un essai de datation géochronologique des échantillons de carottes par les méthodes rubidium-strontium (mesures effectuées par P. Vidal à l'Université de Rennes) et potassium-argon (mesures réalisées au laboratoire de géochronologie du B.R.G.M.). Les résultats ont été publiés par P. Vidal et C. Weber [1972]. L'isochrone sur minéraux par Rb-Sr indique un âge de 285 millions d'années (± 5 pour Rébréchien, ± 11 pour Sennely). L'âge obtenu par K-Ar sur biotites est plus ancien, contrairement à ce que l'on constate généralement : 326 ± 11 M.A. pour Rébréchien et 344 ± 12 M.A. pour Sennely. Le phénomène qui a été daté (Rb-Sr) est pour P. Vidal très probablement la surrection marquant la fin de l'orogenèse hercynienne, qui a provoqué le refroidissement définitif des minéraux et donc la fin du processus homogénéisant. Il est très difficile d'évaluer l'âge de la formation du granite non seulement parce qu'on ne peut valablement tracer une isochrone sur roches totales, mais surtout parce que la signification d'un tel âge serait peu claire en raison de l'origine anatectique probable du granitoïde de Sennely. Une simple estimation peut être tentée en choisissant un rapport initial banal pour les roches crustales, entre 0,704 et 0,710. L'âge « réel » serait alors compris entre 470 et 620 M.A. pour Rébréchien et 420 à 490 M.A. pour Sennely.

Il nous paraît possible de conclure l'étude pétrographique et géochronologique du massif de Sennely en retenant qu'il s'agit probablement d'un témoin d'un socle ancien (cadomien ou calédonien) qui a été soulevé à la fin de l'orogenèse hercynienne. Mais on doit se souvenir que les moyens directs d'investigation sont limités à deux prélèvements distants de 33 km ! Les données géophysiques tendent cependant à confirmer le caractère autochtone de ce massif : on ne trouve pas d'auréole magnétique autour. Il existe uniquement trois petites anomalies magnétiques sur sa périphérie, et pour l'une d'entre elles au moins (celle située au Nord de Salbris) on peut difficilement admettre une origine liée à des couches de fer en raison de son aimantation inverse.

Le massif de Sennely nous paraît se prolonger en direction du Sud Est par une zone de roches lourdes assez faiblement magnétique du même type que les formations carottées à Ménetou. Il pourrait s'agir d'orthogneiss correspondant à un degré de métamorphisme plus élevé qu'a Blancafort, Sennely ou Rébréchien. Nous n'avons malheureusement pu disposer d'aucun examen pétrographique détaillé des roches du socle foré à Ménetou.

2.3.3 — Les bassins permo-carbonifères

La délimitation des bassins permo-carbonifères est bien moins aisée que celle des massifs granitiques dans le socle du bassin de Paris. Si la gravimétrie (surtout le gradient vertical du champ de pesanteur) demeure la meilleure méthode pour les déceler — ils provoquent en général des anomalies faiblement négatives —, elle demande néanmoins des recoupements avec les données de la sismique-réfraction et de l'aéromagnétisme. On pourra trouver un exemple de corrélation entre ces méthodes sur la figure 40 * à l'aplomb de la fosse du Cher. Nous décrirons les principaux bassins d'Ouest vers l'Est.

Le bassin houiller d'Ancenis se prolonge au-delà de la bande du Layon et du horst de Doué-la-Fontaine en direction du batholite de Saumur, à proximité duquel il paraît interrompu par un réseau de failles parallèles à l'axe du granite. Le sondage d'Epieds 7 confirme ce prolongement caché. Plusieurs anomalies magnétiques dans cette zone doivent être dues à des filons de porphyrite, du même type que ceux décrits par G. Mathieu [1943] sur le horst de Doué-la-Fontaine. Elles paraissent jalonner la faille qui, de Chalonnes à Loudun, met en contact le synclinorium d'Angers avec le Briovérien [*cf.* figure 53, C. Weber et J. Lorne, 1966].

La faille du Loudunais marque en profondeur très probablement la limite sud d'un étroit bassin permo-carbonifère qui s'étend vers l'Est en direction du bassin d'Arpheuilles, mais dont l'existence n'est cependant prouvée par aucun forage.

Le bassin d'Arpheuilles — ainsi dénommé par les géologues pétroliers [S. Sapin, 1967] a été décelé par deux sondages, Bossay et Arpheuilles. Ceux-ci ont montré que sous un Permien représenté par 400 m

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 3-1973.

** L'auteur remercie le Professeur J. Lameyre et A. Autran d'avoir bien voulu examiner les lames minces des échantillons qui lui ont été communiqués par la Société Elf-ERAP et le service géologique Bassin de Paris du B.R.G.M. — Il regrette par contre de n'avoir pu trouver une carotte du socle du sondage de Blancafort.

environ d'argilites et de grès, avec intercalations de schistes bitumineux, on trouvait la série houillère classique, d'une épaisseur comparable à celle du Permien, avec à la base un conglomérat à éléments de quartz et de schistes métamorphiques. La sismique-réfraction permet d'ailleurs dans quelques cas favorables de suivre la base du bassin (*cf.* figure 40 *) et de confirmer le tracé de ses limites latérales portées sur les cartes hypogéologiques d'après les données du gradient vertical du champ de pesanteur. Le bassin d'Arpheuilles est décroché par plusieurs failles transversales dextres. Le bassin de Ligueil-Ciran en représente la terminaison occidentale décalée vers le Nord. Le forage de Ciran a rencontré un Stéphanien avec des plantes à 750 m de profondeur. Le socle carotté à Ligueil, bien qu'azoïque, semble avoir la même position stratigraphique.

Au niveau de la vallée du Cher, l'existence de la fosse permienne de Contres est connue depuis longtemps [M.J. Lienhardt, 1961]. Les dépôts permiens y atteignent une grande épaisseur puisque le forage de Contres 1 les a traversés sur 1 100 m, sans en atteindre la base. Leur extension géographique est cependant sujette à caution. En nous basant sur les données de la gravimétrie et de l'aéromagnétisme nous avons, contrairement à S. Sapin [*op. cit.*] limité au Sud le bassin permien au niveau de la vallée du Cher. Il faut se souvenir que dans cette région, le marqueur socle-réfraction n'a pu être suivi, et que le marqueur magnétique indiqué par la prospection aéroportée correspond — comme c'est le cas au Nord de Valencay [J. Corpel et C. Weber, 1969) — à des structures situées au sein même du socle. Si l'on compare d'autre part la cote du dernier niveau stratigraphique atteint par le forage de Céré (le Lias supérieur), situé au Sud du Cher, on voit que celle-ci indique une profondeur moindre que celle du niveau comparable trouvé à Contres (respectivement 698 et 834 m). Il est donc probable que le toit du socle antémésozoïque s'approfondit sur la rive droite du Cher et que l'axe du bassin permien correspond à la zone la plus basse.

Le prolongement septentrional de la fosse de Contres, vers Orléans et au-delà est sujet à caution, en l'absence de forage ou de données géophysiques convaincantes. Par contre, sa poursuite dans la région de Bourges est indubitable. Les forages de Saint-Georges-sur-Moulon et Brécy ont traversé respectivement 323 m et 667 m de Permien. Les limites nord et sud de la fosse ont été dessinées sur les cartes hypogéologiques essentiellement d'après l'aéromagnétisme. Elles apparaissent encore plus nettement sur les cartes du gradient vertical du champ magnétique [B. Lambolez, 1970]. La limite orientale est cependant moins nette. Il est probable que le Permien s'étend jusqu'au niveau de la grande faille N-S de la Loire, en bordure de laquelle il pourrait encore atteindre une forte épaisseur (*cf.* données séismologiques et magnéto-telluriques).

Au Nord de la vallée de Loire nous avons rapporté à un bassin permo-carbonifère une longue bande d'anomalies gravimétriques faiblement négatives allant de la Chartre-sur-Loir à Blois, dont la continuité est beaucoup mieux visible sur la carte du gradient vertical que sur celle du champ de pesanteur. En l'absence d'autres informations géophysiques (il n'existe pas de levé aéromagnétique détaillé ni de profil sismique dans cette région) la réalité de ce bassin ne peut être considéré comme indubitable.

Il marquerait un lien entre la fosse de Contres, à laquelle il se racorderait et le bassin houiller de Laval.

2.3.4 — Morphologie du socle anté-mésozoïque

Les isobathes reportées sur les cartes hypogéologiques montrent que le lent ennoiement du socle vers l'Est se fait de façon assez irrégulière.

L'apophyse que dessine la fosse de Contres en direction de Tours correspond à un ensellement du socle dont l'effet se fait sentir jusqu'aux environs de Châteauneuf-sur-Sarthe. Plus au Sud le batholite de Saumur ne correspond pas directement à une zone haute. Celle-ci est en effet décalée sur les sédiments siluriens de sa bordure septentrionale [*cf.* C. Weber et J. Lorne, 1966]. Les bassins de Ligueil-Ciran et Arpheuilles sont relativement peu marqués sur le plan morphologique au niveau du toit du socle paléozoïque. Ceci ne peut nous surprendre puisque l'on sait que les bassins permo-carbonifères se sont établis préférentiellement dans les dépressions laissées par l'orogenèse hercynienne qu'ils ont comblées par des sédiments provenant de la démolition des reliefs voisins.

La morphologie de la fosse de Contres est quant à elle dominée par deux axes bas, l'un Nord-Sud, les plus grandes profondeurs étant trouvées à proximité de la faille de Sennely, l'autre sensiblement Ouest-Est, de Bourges à la Loire. Ces deux axes, joints à une gouttière du socle suivie par la Loire de Sancerre à Jargeau, délimitent une zone haute orientée NW-SE correspondant à la plus grande partie du granite de Sennely et à la zone des roches métamorphiques de Ménetou. Dans cette région les nombreuses données de la sismique réflexion se rapportant au toit du Trias nous ont permis, en supposant qu'il n'y avait pas de variations importantes d'épaisseur dans cette série, de raffiner le dessin des isobathes de la base du mésozoïque.

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 3-1973.

Chapitre 2.4

Les raccords vendéo-limousins

La délimitation même de notre zone d'étude ne nous permet en fait de traiter que de la partie septentrionale de l'ensemble des raccords entre la Vendée et le Nord du Limousin. Dans cette région, ainsi que nous l'avons dit en introduction, les observations géologiques permettent déjà d'esquisser par delà le seuil du Poitou le prolongement des unités est-vendéennes vers la Marche. La géophysique apporte ici l'élément de confirmation pour établir la continuité physique de ces unités.

En ce qui concerne la morphologie du socle nous manquons par contre d'éléments précis pour déceler des variations éventuelles dans la pente générale en direction des bassins permo-carbonifères d'Arpheuilles et de Bourges. Les seules données précises dont nous disposons proviennent des quelques forages situés sur la bordure nord de la Marche ou de la ligne de sondages localisée dans le Poitou au Nord du horst de Ligugé. Si on la complète par les résultats de l'interprétation d'anomalies magnétiques, on peut placer avec assez de précision l'axe du bombement du seuil poitevin (*cf.* figure 54). Cet axe a joué un rôle paléogéographique évident : l'épaisseur des niveaux liasiques anté-toarciens se réduit à 20 m à Poitiers-la-Folie, à 14 m à Nanteuil et seulement 3 m à Migné.

Nous décrirons trois grandes unités, du Nord vers le Sud : l'axe granodioritique de Thouars, l'ensemble cristallophyllien Cholet - Basse Marche et enfin l'axe leucogranitique Bressuire - chaîne de la Marche.

2.4.1 — L'axe granodioritique de Thouars

Nous avons déjà indiqué aux paragraphes 1.1.5.3.* et 1.2.4.1.* le comportement géophysique exceptionnel de la granodiorite de Thouars, à la fois plus dense et plus magnétique que son environnement. Ses caractères pétrographiques sont aussi très particuliers. G. Mathieu [1957] a montré qu'il s'agissait d'un granitoïde hétérogène, qui comprend « un nombre considérable d'îlots ou même d'amandes de roches vertes (microdiorites, gabbros, amphibolites) [et qui] se résout souvent en un lacis de filons de micropegmatites [à aiguilles d'amphibole] recoupant les roches basiques » [...]; « il est [donc] d'origine complexe, produit le plus souvent par l'arrivée de roches siliceuses dans un ancien territoire de roches basiques ».

Ses caractéristiques géophysiques permettent d'identifier sans difficulté le prolongement oriental de l'axe granodioritique de Thouars, que l'on peut suivre sous la bordure sédimentaire de la Marche jusqu'au Nord de la Châtre. A partir de Mirabeau-en-Poitou les inclusions de roches magnétiques ont tendance à être moins dispersées qu'en Vendée proprement dite et à s'orienter suivant des alignements parallèles à l'axe général du massif. Il ne nous paraît pas impossible que l'on puisse voir dans ces alignements la poursuite sous le Bassin de Paris de la ligne de dislocation à la faveur de laquelle la granodiorite se serait mise en place, en quelque sorte l'équivalent latéral de la zone broyée qui marque la limite sud du massif de Thouars sur la feuille géologique de Cholet à 1/80 000. Le lecteur trouvera sur la figure 14 * le tracé de l'axe gravimétrique positif qui est le principal témoin de la continuité de cette structure vendéenne majeure.

2.4.2 — L'ensemble cristallophyllien Cholet - Basse Marche

Cette zone ne présente pas de caractère physique particulier permettant son identification certaine sur les cartes gravimétriques — qui sont les seuls documents géophysiques en notre possession dans cette région —. Elle apparaît simplement comme une zone de densité intermédiaire entre la granodiorite de Thouars au Nord et les leucogranites au Sud. On remarque cependant sur les coupes gravimétriques sériées (figures 3 *, 14 * et 15 *) qu'elle prend progressivement de l'importance en allant vers l'Est, au

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 3-1973.

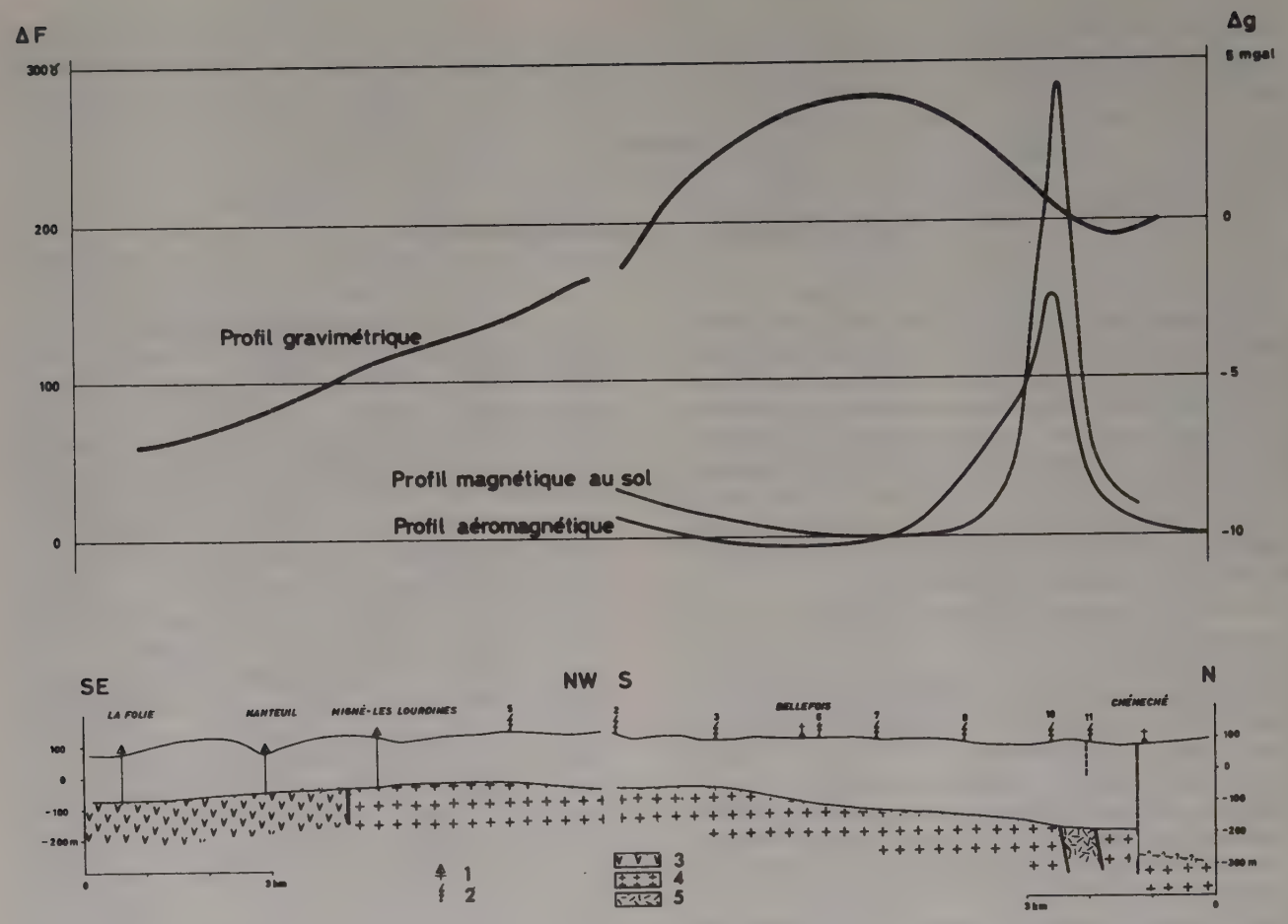


FIG. 54. — *Coupe géologique interprétative montrant le socle du seuil du Poitou.*

Légende : 1 - forage
2 - sondage électrique
3 - roches cristallophylliennes (du type série d'Aigurande ?)
4 - granodiorite (du type Thouars)
5 - roches basiques.

Rapprocher cette figure de la coupe des niveaux électriques donnée fig. 48 *. Localisation sur la fig. 1 *.

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 3-1973.

fur et à mesure que divergent les axes positifs et négatifs. Sur le Massif armoricain elle correspond, suivant notre interprétation (*cf.* coupe géologique, figure 4 *) à la fois au granite à biotite des Aubiers et à l'étroite bande de schistes et gneiss cartographiés par G. MATHIEU sous le nom de « Briovérien granulitisé » et par les géologues du C.E.A. [*in* J.P. RENARD, 1971] sous la dénomination de « migmatites à biotite, sillimanite, cordiérite ». Nous pensons voir dans cette bande l'équivalent armoricain de la série cristallophyllienne de la Basse Marche. Des études pétrographiques et tectoniques sur chacune de ces unités devraient permettre de confirmer ce schéma.

2.4.3 — L'axe leucogranitique Bressuire-chaîne de la Marche

Nous retrouvons là un marqueur gravimétrique très net, qui témoigne de la continuité sous les assises sédimentaires du seuil du Poitou entre le granite monzonitique à deux micas de Bressuire et les massifs de leucogranites de la série d'Aigurande. La carte, figure 14 *, montre que l'axe gravimétrique

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 3-1973.

négatif se bifurque au-delà du massif de Saint-Sulpice-les-Feuilles en une branche septentrionale qui joint entre eux les granites du plateau d'Aigurande et en une branche méridionale qui correspond aux leucogranites schisteux longeant l'accident de Boussac (chaîne de la Marche).

Une double faille orientée NE-SW vient interrompre partiellement cet axe leucogranitique dans le Sud Est du Poitou, en bordure de la vallée de la Vienne. La carte magnétique publiée par le B.R.G.M., à partir des mesures effectuées à l'altitude de 3 000 mètres pour le compte du C.N.R.S., montre une forte anomalie magnétique suivant le tracé de ces failles. On peut l'interpréter comme due à une injection de roches basiques. Il en va certainement de même pour l'anomalie subcirculaire située au Sud Ouest de Gençay. Ces formations peuvent être mises en relation avec les amphibolites et diorites associées aux micaschistes de Bussière-Poitevine, qui produisent des anomalies très comparables. On pourrait alors se demander si ces roches seraient aussi anciennes que les déterminations d'âge faites sur les micaschistes le laisseraient supposer.

Remarquons en guise de conclusion que l'interprétation des cartes gravimétriques de l'Ouest et du Centre de la France fait apparaître un alignement de leucogranites suivant un axe pratiquement continu sur près de 400 km, de Nantes à Montluçon. Or, sur le Massif armoricain, ces « feuillets leucogranitiques syntectoniques » [J. Cogne, 1971] jalonnent de puissants cisaillements et en particulier la zone broyée sud-armoricaine, datée post namurienne et antéstéphanienne (*ibid.*). Il ne nous paraît donc pas hasardeux de voir le prolongement de cette zone dans la Basse Marche, en particulier au niveau de l'importante faille de Boussac.

Chapitre 2.5

Les prolongements du Morvan

Nous reprendrons rapidement au cours de ce chapitre la synthèse des interprétations géophysiques portant sur le prolongement du socle cristallin du Morvan sous ses bordures sédimentaires qui a été donnée dans une publication antérieure [C. Weber, 1968], fort peu d'informations nouvelles ayant été collectées depuis lors. Nous avons indiqué par ailleurs (paragraphes 1.1.5.4 * et 1.2.4.2 *) les données géologiques fournies dans cette région par la gravimétrie et l'aéromagnétisme. Insistons ici sur les traits les plus caractéristiques, qui dessinent une image d'ensemble du bloc morvandiau sensiblement différente de celle fournie par la zone étroite d'affleurement du socle

2.5.1 — Les arcs métamorphiques septentrionaux et la bande de leucogranites d'Avallon

La gravimétrie laisse apparaître au Nord du Morvan trois arcs, parallèles, discontinus parce que recoupés par des décrochements méridiens. Ils sont formés par des anomalies positives interprétées comme correspondant à des anatexites du type de celles affleurant à Chastellux. Si l'on généralise l'hypothèse formulée par M. Roques, [1971], il s'agirait là d'importants témoins septentrionaux du vieux socle du Massif central. A ces gneiss et micaschistes sont liées des venues basiques, qui, suivant l'interprétation proposée des anomalies magnétiques, prendraient une grande importance sous la couverture sédimentaire de l'Auxois. Remarquons cependant que des amphibolites ont été déjà décrites, associées aux gneiss de Montjeu, et que H. Carrat, [1969] mentionne la présence de vaugnérites (anciennes dolérites) interstratifiées dans les migmatites. La coupe géologique interprétative de la figure 55 montre de façon schématisée les relations entre ces diverses unités.

Les anatexites de Chastellux comportent en leur sein un synclinal pincé de roches carbonifères (houiller de Sincey-les-Rouvray). La carte magnétique indique avec netteté sa prolongation sous la bordure auxoise. Aux environs, une faible anomalie gravimétrique négative se superpose à l'anomalie magnétique. Des sondages miniers ont confirmé dans la région de Vitteaux la présence d'un petit bassin carbonifère à faible profondeur [C. Greber et J. Lhegu, 1966].

Entre l'arc métamorphique de Chastellux et celui de Montbard se trouve placé le granite à deux micas d'Avallon. Il apparaît bien sur la carte gravimétrique sous forme d'un alignement d'anomalies négatives que l'on peut suivre sur plus de 160 km, du méridien de Nevers à celui de Dijon. Le leucogranite d'Avallon, qui affleure sur une petite surface seulement, représente donc en fait une unité importante du Morvan. H. Carrat, [*op. cit.*] remarque que lorsque l'encaissant est cristallophyllien, le contact est « franc et tectonique ». Cette observation, jointe aux descriptions pétrographiques citées au paragraphe 2.1.3.1 nous autorisent à rapprocher la bande de leucogranites d'Avallon de ses homologues de la Basse Marche, et au-delà du seuil du Poitou, de l'Armorique méridionale. Nous verrons plus loin les implications tectoniques de ce rapprochement.

2.5.2 — L'ensemble granitique du Morvan

Les données géophysiques permettent de penser que l'ensemble constitué par les granites de Lormes, Château-Chinon et Saulieu se poursuit à l'Ouest jusqu'à la vallée de la Loire, à l'Est jusqu'à Dijon où une importante faille dirigée N.NE paraît le mettre en contact avec le bassin permien trouvé par sondage à Argilly.

Au sein de cet ensemble les rhyolites de Montreuillon présentent une extension subcirculaire bien visible sur les cartes du gradient vertical du champ magnétique calculé par la C.G.G. Leur localisation est certainement à rapprocher du jeu des failles bordières occidentales du Morvan.

Ces rhyolites sont considérées comme d'âge stéphano-autunien [H. Carrat, 1969]. Les datations géo-

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 3-1973.

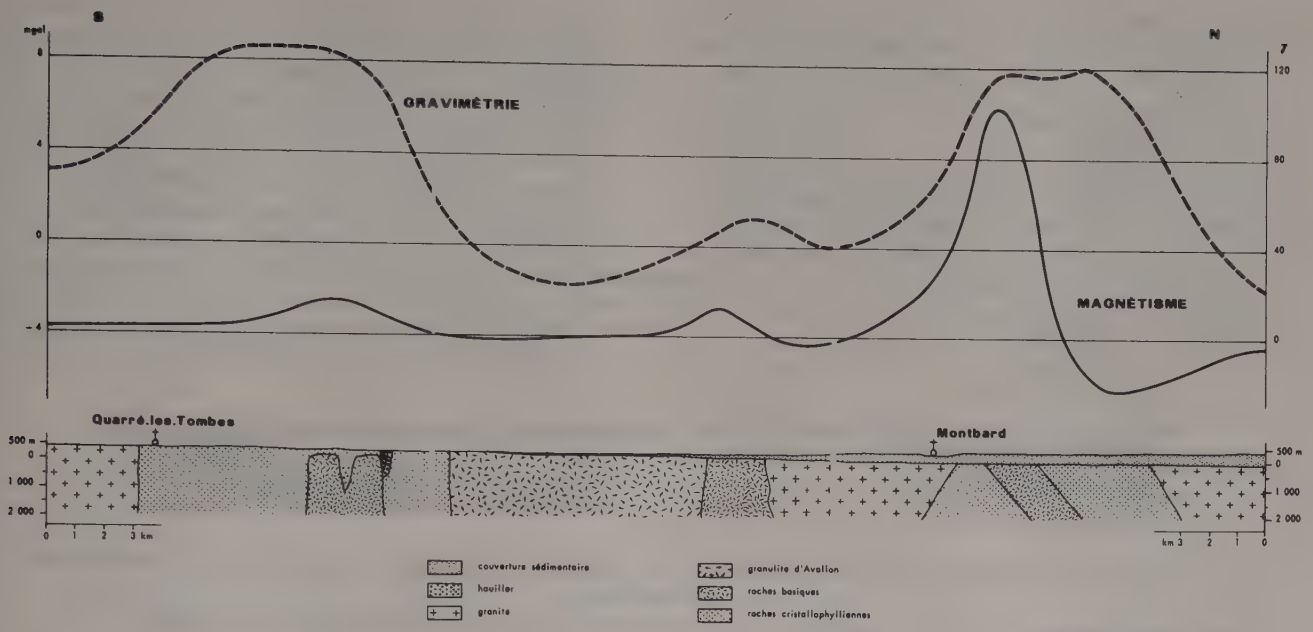


FIG. 55. — *Coupe géologique interprétative du socle sur la bordure nord du Morvan, avec les profils gravimétriques et aéromagnétiques correspondants.*

Rapprocher cette coupe de la figure 23 *. Localisation sur la figure 1 *.

chronologiques sur biotites ont cependant donné un âge de 170 M.A., ce qui n'est pas sans poser de problèmes [voir discussion par Y. VIALETTE *in* B. BONNIN, Y. VIALETTE et J. LAMEYRE, 1972].

Le complexe volcano-sédimentaire de Saint-Honoré-les-Bains et Lucenay-l'Evêque apparaît sur la carte gravimétrique comme une zone à prédominance négative, qui reflète l'hétérogénéité des matériaux qui la constituent. Il semble possible de la prolonger vers le Sud Ouest, en direction de Moulins, pour expliquer l'anomalie négative très nette existant à l'Est de cette ville.

La bordure sud du complexe volcano-sédimentaire est marquée sur la carte magnétique par une forte anomalie dont l'interprétation a été discutée au paragraphe 1.2.4.2 *. Il nous est paru probable qu'elle correspondait dans la région de Moulins où elle est la plus intense, à plusieurs niveaux de roches basiques situés au sein même du socle. Il s'agirait là d'une importante structure magnétique profonde, qui prendrait le Morvan en écharpe au niveau des complexes viséens. Sa signification géologique est peu claire, en l'absence d'éléments de contrôle. Elle pourrait marquer une zone de volcanisme basique, sous-jacente au volcano-sédimentaire, peut-être suivant une ou plusieurs fractures d'épanchement.

2.5.3 — Les bassins permo-carbonifères

Trois bassins retiennent notre attention, tous orientés suivant des directions sensiblement NE-SW : le bassin de Bourbon-l'Archambault - La Machine, celui d'Autun - Bourbon-Lancy et celui de Blanzy - Le Creusot - Bert.

La carte du gradient vertical du champ de pesanteur nous a permis de délimiter l'extension septentrionale du Permien de Bourbon-l'Archambault avec plus de précision qu'on ne pouvait le faire antérieurement sur les simples cartes de l'anomalie de Bouguer. On note ainsi un double prolongement du bassin, vers le Nord d'une part, en direction de la digitation méridienne de la fosse de Bourges — mais semble-t-il sans liaison directe avec celle-ci — et d'autre part vers le Nord Est en direction de Decize. Nous avons dans cette région deux orientations sécantes : celle du bassin et celle des failles Nord-Sud. La conjugaison des deux mouvements a provoqué dans le Nivernais une série de blocs tantôt affaissés, tantôt relevés. La coupe interprétative de la figure 56 met bien en évidence, du SW au NE : le bassin permien de l'Allier, le horst cristallin de Neuville et le bassin permo-carbonifère de la Loire (Decize). Ce

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 3-1973.

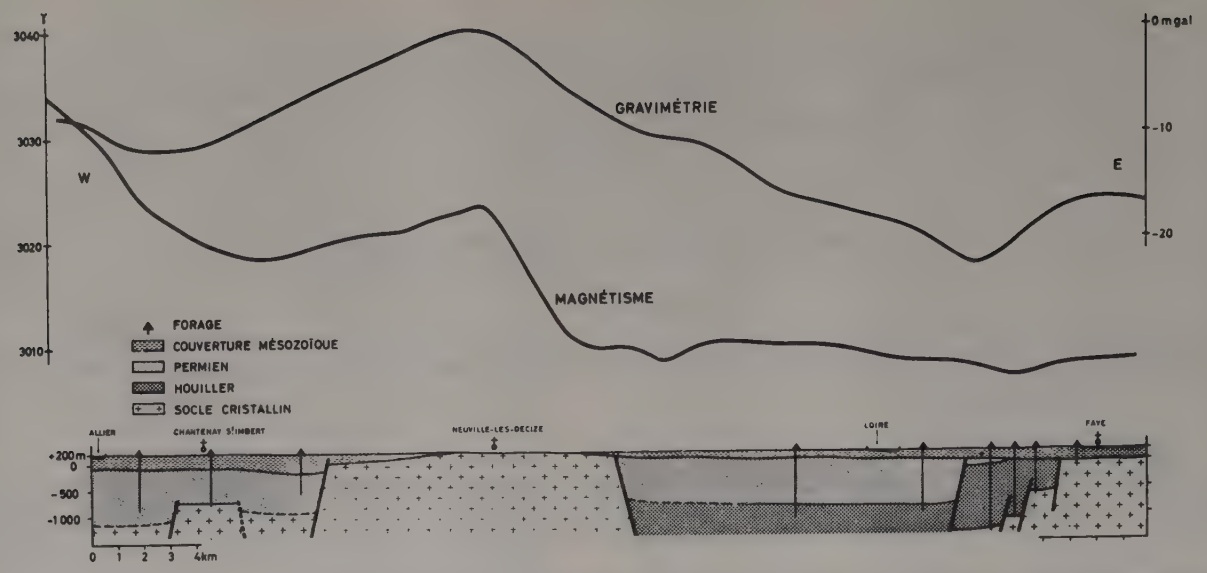


FIG. 56. — *Coupe géologique interprétative du socle en Nivernais, avec les profils gravimétrique et aéromagnétique correspondants.*

Cette coupe, située sur la fig. 1 *, passe par le horst de Neuville et le Sud du bassin houiller de Decize.

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 3-1973.

dernier est retrouvé à l'affleurement plus au Nord à la faveur du horst de La Machine.

Il n'est pas nécessaire de s'attarder sur les bassins d'Autun et de Bourbon-Lancy, situés sur la bordure nord du granite de Luzy. Leurs limites sont à peu de choses près celles connues à l'affleurement. La gravimétrie indique simplement leur extension au Sud Ouest de la vallée de la Loire.

Les monographies géologiques régionales mentionnent couramment la continuité entre l'affleurement permien de Bert, à l'extrémité nord du Forez et le bassin de Blanzy et du Creusot. La gravimétrie confirme cette liaison et nous incite à prolonger le bassin vers le Nord Est, pour rejoindre la fosse permienne d'Argilly. Notons encore, en limite de notre étude, l'amorce d'un quatrième bassin permien, d'orientation générale parallèle aux précédents. C'est celui touché par le forage de Montcoy, qui a traversé des formations permiennes sur plus de 900 m.

2.5.4 — Morphologie du socle sous les bordures bourguignonnes ou nivernaises du Morvan

L'examen des cartes hypogéologiques fait apparaître une grande dissymétrie entre la morphologie des bordures est et ouest du Morvan.

Vers l'Est, le socle morvandiau descend très rapidement à la faveur des failles de bordure de la Bresse. Le sondage d'Argilly, à 30 km de la limite occidentale d'affleurement du cristallin, a rencontré le Permien à la cote — 1 660; celui de Montcoy, situé à 25 km de l'affleurement le plus occidental des granites du Charolais, a trouvé le Permien à la cote — 1 318 m.

Vers le Nord Est, on constate au contraire un ennoiement très lent du socle cristallin sous le plateau de Langres. Ainsi à 22 km au NE de Semur-en-Auxois le socle granitique se trouve encore à la cote + 160 (forage Corpoyer) et 55 km à l'E.NE de cette même ville le granite est à la cote — 35 (Fraignot 2). L'interprétation des données aéromagnétiques fournit quelques jalons intermédiaires. Le calcul de la profondeur du toit de la structure à l'origine de l'anomalie de Montbard donne une cote qui se situe entre — 10 m et + 50 m (*cf.* figure 55). On pourra rapprocher ces données des schémas paléogéographiques montrant le rôle joué par le détroit morvano-vosgien, notamment au Trias et au Lias [*cf.* Y. LE CALVEZ, A. LEFAVRAIS et J. LHEGU, 1969].

En direction du Nord Ouest, le socle présente une pente plus rapide : le forage TP 45, situé à 18 km au Nord d'Avallon, a rencontré le granite à — 147 m, et le forage de Quenne, implanté près d'Auxerre, a touché le socle à la cote — 668 m.

Vers l'Ouest, on assiste à un ennoiement d'abord lent du socle granitique — celui-ci réapparaît à la

faveur du horst de Saint-Saulge — puis davantage marqué en direction de la vallée de la Loire. Dans ce dernier secteur nous disposons seulement de données géophysiques, qui ne sont pas contrôlées par des forages. Un profil magnéto-électrique (*cf.* paragraphe 1.4.4*) permet de faire passer l'isobathe zéro au voisinage de la vallée de la Nièvre. L'interprétation de l'anomalie magnétique de la Charité-sur-Loire, effectuée en corrélation avec les données des prospections électromagnétiques (magnéto-telluriques en particulier), indique la présence d'une zone haute bordant au Sud la terminaison orientale de la fosse que suit la vallée de la Loire de Jargeau à Sancerre. Le socle se trouverait au niveau de la Loire à une profondeur maximale de l'ordre de 2 000 m au voisinage de Sully.

Dans la partie sud ouest, la morphologie du socle est nettement plus complexe, car cette zone est affectée par des fractures multiples. Cependant le toit de la surface anté-mésozoïque qui a été cartographié est relativement peu marqué par des mouvements qui ont eu dans cette région leur amplitude maximale au cours du Permien (*cf.* figure 56).

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 3-1973.

Troisième partie

Hypothèses sur l'évolution tectonique du socle du Bassin de Paris

L'interprétation des données géophysiques nous a permis d'établir les cartes hypogéologiques qui ont été commentées dans la deuxième partie de ce mémoire. Bien que le degré de certitude des informations qu'elles portent soit très variable, on peut cependant considérer qu'elles constituent un document de travail fournissant une image plausible de la géologie actuelle au niveau de la base du mésozoïque. Les corrélations entre ces formations et la structure géologique du Massif armoricain et du Massif central permettent de formuler un certain nombre d'hypothèses sur l'évolution tectonique du socle du Bassin de Paris. On s'aperçoit alors qu'on ne peut en réalité appréhender complètement l'histoire structurale du socle français au seul vu des massifs où celui-ci affleure : la partie cachée occupe une superficie plus importante que les affleurements.

Ainsi que nous l'avons dit en Introduction le repère qui nous fournit l'élément essentiel dans la reconstitution de cette évolution tectonique est représenté par l'anomalie magnétique du Bassin de Paris. Elle marque, au Sud du parallèle d'Orléans, la vraie limite entre un socle de type armoricain et un socle de type morvandiau. La considération des divers éléments géophysiques en notre possession sur la totalité du Bassin de Paris nous a amené à établir une succession probable d'événements qui ont déterminé la structure actuelle du socle : d'abord une distension suivant un système de cassures parallèles à l'axe de la grande anomalie magnétique, et une injection dans la croûte de la masse principale de roches basiques; ensuite un coulissement lévogyre le long de ces fractures avec, dans le Sud, une nouvelle mise en place de roches basiques qui atteignent le toit du socle. Enfin on note des rejeux tardifs, de plus faible amplitude, qui donnent une mobilité quasi-constante aux systèmes de la grande anomalie magnétique.

La difficulté principale réside dans la datation de chacune de ces phases, si l'on excepte les rejeux tardifs qui sont parfaitement discernables dans la stratigraphie du Bassin parisien. La seule coupure nette se situe au niveau de la transgression triasique, qui, dans la région étudiée, s'est faite au début du Keuper. L'étude détaillée de la série triasique, tant à l'affleurement qu'en sondages [L. Courel, 1970; S. Sapin, 1967 et M. Bennehard, 1970], montre que les événements tectoniques majeurs sont antérieurs à cette transgression. Bien qu'il ne soit pas totalement inconcevable de situer les phases de distension puis de coulissement durant l'époque hercynienne, il nous paraît cependant plus probable que les phénomènes principaux de mise en place des roches basiques sont antérieurs à cette orogenèse, pour des raisons qui vont être développées. Le décrochement lévogyre semble pouvoir être daté comme étant tardi-hercynien. Ainsi s'esquisse une évolution structurale du socle en trois temps : avant, pendant et après les événements hercyniens. Voici la rapide reconstitution paléotectonique que nous proposons à la critique du lecteur.

Chapitre 3.1

Evolution anté-hercynienne

Les travaux géologiques effectués durant ces dernières décennies sur le Massif armoricain comme sur le Massif central ont révélé l'importance des tectoniques anté-hercyniennes dans la constitution du socle tel que nous l'observons actuellement : orogenèse cadomienne, puis calédonienne — cette dernière étant surtout décelée par les récentes mesures géochronologiques sur les granites. En ce qui concerne notre zone d'étude nous avons indiqué que le granite anatectique de Sennely a une origine anté-hercynienne, peut-être calédonienne. Nous avons dit aussi que la série cristallophyllienne d'Aigurande a été affectée par un métamorphisme probablement plus ancien que celui de son équivalent armoricain avec lequel elle doit être raccordée : la série de Champtoceaux, datée comme cadomienne tardive.

L'élément essentiel de l'évolution anté-hercynienne du socle du Bassin de Paris nous paraît cependant résider dans la mise en place de la grande masse du corps qui est à l'origine du système d'anomalies magnétiques, qui, de Fécamp à Sancerre, partage le Bassin de Paris en deux parties.

Sur la figure 57 ont été reportés les principaux axes magnétiques et gravimétriques pour l'ensemble du Bassin parisien. Quelle que soit la signification intrinsèque des anomalies qu'ils représentent, on peut considérer ces axes comme des indicateurs des directions structurales du socle anté-triasique. Il apparaît clairement que l'anomalie magnétique du Bassin de Paris marque une rupture brutale de ces axes, qui ne correspondent pas de part et d'autre de l'anomalie, sans pour autant qu'un décalage soit nettement visible (sauf à son extrémité sud). Par contre cette anomalie est elle-même interrompue par une série de décrochements transversaux dont la direction générale est le plus souvent identique à celle des axes géophysiques déjà mentionnés. D'un strict point de vue mécanique, il semble que l'explication la plus satisfaisante de ce système soit donnée en supposant l'antériorité de l'axe de l'anomalie magnétique principale par rapport à tous les axes transversaux, les décrochements pouvant être contemporains de la mise en place des structures à l'origine de ces derniers. Or, par continuité vers le Massif armoricain et le Massif central, ces structures peuvent être datées comme cadomiennes à hercyniennes.

Au Nord du parallèle d'Orléans, une étude détaillée des données gravimétriques a été réalisée dans la région centre ouest du Bassin de Paris par A. Gerard, [1971]. L'absence de pente est-ouest du champ régional, malgré une dénivellation importante du socle dans cette zone, et la répartition géographique des principaux axes lourds ou légers l'ont conduit à envisager la présence de deux blocs continentaux à équilibre isostatique différent, dont le contact paraît remarquablement souligné par la grande anomalie magnétique. La partie centrale de celle-ci se superpose à l'extension ouest d'un vaste système d'anomalies de Bouguer négatives qui forment un véritable « fossé » très visible au centre de la carte gravimétrique à 1/320 000 de Paris.

Les implications tectoniques de ces deux types de déductions ont été publiées par A. Gerard et C. Weber, [1971], dans une note à l'Académie des Sciences. On peut les reprendre ainsi :

Bien avant l'orogenèse hercynienne le socle continental a subi une cassure importante, qui l'a divisé en deux blocs séparés par un fossé au fond duquel se sont mises en place des roches basiques. Dans le cas du Bassin de Paris, bien que les deux blocs paraissent avoir subi des évolutions tectoniques ultérieures distinctes, il ne semble pas que le phénomène d'écartement se soit poursuivi mais que le fossé ait simplement été comblé progressivement par sédimentation, peut-être à partir du Briovérien (il n'existe malheureusement aucun forage pétrolier ayant atteint le socle dans cette « fosse » centrale). Ce phénomène présente une analogie avec ceux que l'on suppose être à l'origine de rifts continentaux, dont certains, précambriens [E.R. Kanasewich, M. Clowes et C.H. McCloughan, 1969], comprennent le même type d'anomalies magnétiques positives superposées à des anomalies gravimétriques négatives, tandis que d'autres, beaucoup plus récents [J.P. Fail, L. Montadert, J.R. Delteil, P. Valery, P. Patriat et R. Schlich, 1970; C.R. Cratchley et G.P. Jones, 1965], laissent subsister une anomalie de Bouguer positive.

L'étude du système d'anomalies magnétiques de la Manche [A. Gerard et P. Griveau, 1972; N. Debeglia, A. Gerard et P. Griveau, 1972] apporte des éléments supplémentaires en faveur de l'hypothèse qui vient d'être développée. Il existe en effet une

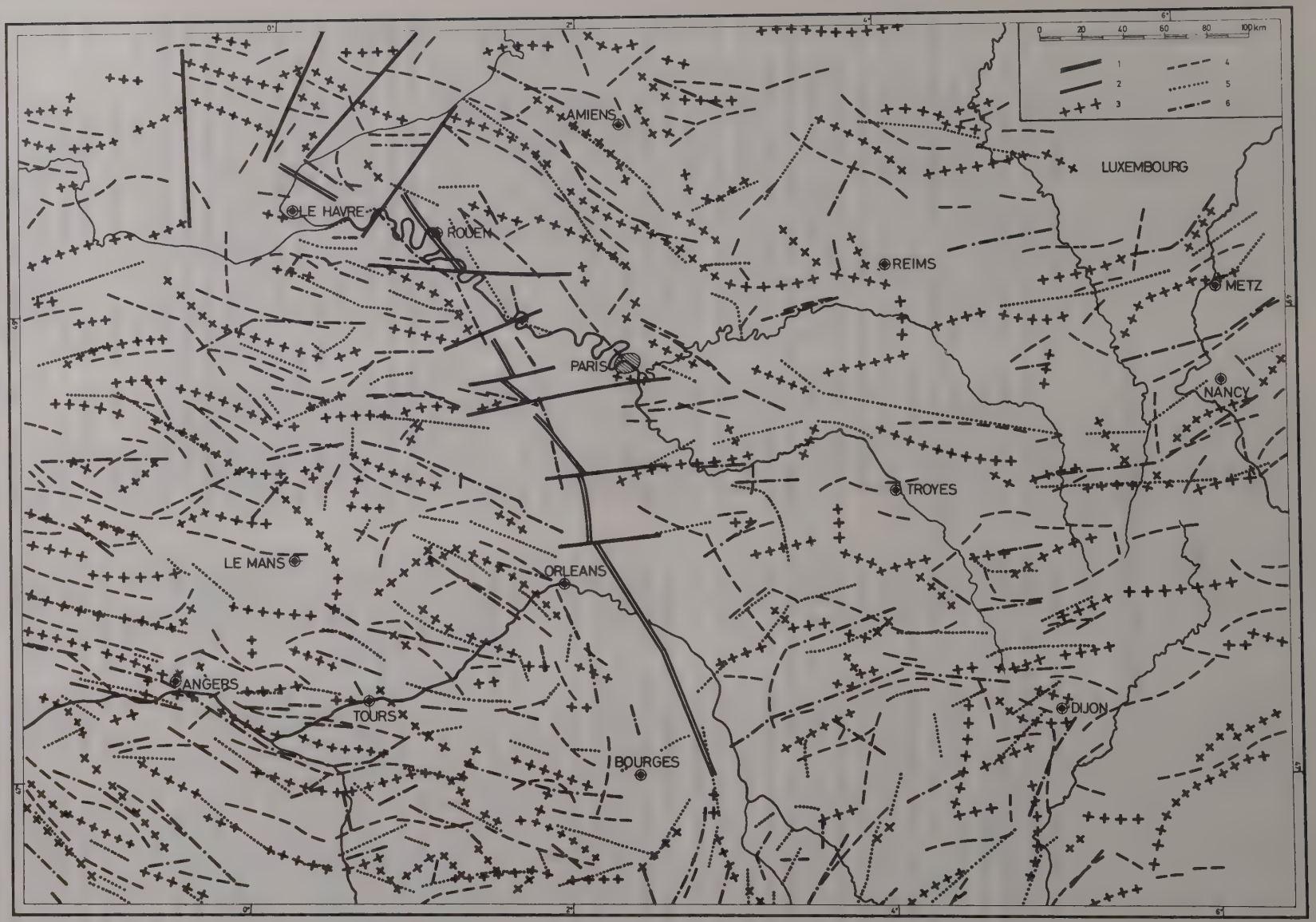


FIG. 57. — *Localisation des axes gravimétriques et magnétiques sur le Bassin de Paris.*

Documents de base : notice de la carte magnétique de la France, anomalies détaillées du champ total, moitié nord [J. CORPEL, M. OGIER et C. WEBER, 1972] et cartes gravimétriques de l'anomalie de Bouguer à 1/80 000.

1 — axe de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris; 2 — principaux décrochements sur cet axe; 3 — axe magnétique positif; 4 — axe magnétique négatif; 5 — axe gravimétrique positif; 6 — axe gravimétrique négatif.

identité morphologique frappante entre ce système et celui du Bassin de Paris, avec lequel il se trouve d'ailleurs en continuité. A. GERARD a montré qu'il se superpose parfaitement à des accidents, surtout décelés par la sismique réflexion, que J.P. LEFORT, [1972] date comme étant probablement « calédoniens ou même cadomiens ». Comme dans le Bassin de Paris ce système d'anomalies est morcelé par des fractures transversales, considérées par J.P. LEFORT d'âge hercynien au Nord du Cotentin. On peut remarquer que ces fractures se situent dans le prolongement des réseaux bien connus de dykes de dolérite du Massif armoricain septentrional. Or, ceux-ci viennent d'être datés par F. LEUTWEIN, J. SONET et J.L. ZIMMERMANN, [1972] avec la méthode K-Ar, comme étant dévoniens (360 ± 10 M.A.) dans le bocage normand, autuno-stéphaniens (250 à 290 M.A.) dans le Trégorrois et fini-triasiques (200 ± 10 M.A.), au niveau de la faille Kerforne vers Douarnenez.

De même que l'observation du socle anté-mésozoïque de la Manche occidentale permet à J.P. LEFORT d'émettre l'hypothèse d'une origine calédonienne ou cadomienne pour les cassures qui marquent son axe, de même croyons-nous que les données gravimétriques et magnétiques sur le Bassin de Paris indiquent la trace de cassures fort anciennes ayant joué à la manière d'un rift continental, partageant le Bassin de Paris en deux. Suivant cette hypothèse, l'histoire de la subsidence du Bassin devrait commencer bien avant le Trias !

Chapitre 3.2

Evolution structurale durant l'Hercynien

Au Sud du parallèle d'Orléans, c'est-à-dire au niveau de la terminaison méridionale du système d'anomalies magnétiques du Bassin de Paris, les événements hercyniens paraissent dominants. Si nous reprenons les modèles qui ont été calculés pour son interprétation (figures 28 *, 29 *, 30 *, 31 *, 32 *), nous pouvons considérer que le corps à l'origine des anomalies est formé de deux parties principales.

L'une est massive et profonde, d'aimantation élevée (150 à 300 γ); elle appartient indiscutablement au corps principal globalement décrit par J.L. Le Mouel [1969, *cf.* fig. 24 *] et elle correspond aux roches basiques anté-hercyniennes mises en place suivant l'hypothèse qui vient d'être évoquée. Si l'on en croit les résultats préliminaires des travaux de sismologie expérimentale, tels qu'ils ont été exposés aux paragraphes 1.3.4.2 * et 1.3.4.3 *, ces roches basiques pourraient provenir du manteau.

L'autre partie du corps magnétique est beaucoup moins profonde puisqu'elle atteint dans la région de Sancerre le toit du socle mésozoïque. Son intensité d'aimantation est plus faible (environ 50 γ). C'est cette apophyse, d'orientation méridienne, qui provoque l'anomalie positive de Bouguer, pour laquelle un modèle a été calculé au paragraphe 1.1.4.5 *. Là se trouve la seule anomalie gravimétrique « lourde » se superposant au système d'anomalies magnétiques du Bassin de Paris. Par toutes ces particularités physiques, l'apophyse se distingue du corps magnétique principal. Ajoutons que ses limites latérales au niveau du toit du socle (*cf.* cartes hypogéologiques) se superposent à celles de failles connues en sismique réflexion à la base de la série sédimentaire mésozoïque. Pour l'ensemble de ces raisons nous croyons pouvoir attribuer à la partie superficielle du corps magnétique une origine plus récente que celle de la grande masse du corps magnétique principal. Nous la relions donc à l'important décrochement senestre qui s'est produit le long des failles méridiennes de la Loire à une époque tardi-hercynienne, et que nous allons décrire maintenant.

La figure 58 présente une réduction à l'échelle du millionième des cartes hypogéologiques. On y a mis l'accent, par des figurés appropriés, sur les phénomènes tectoniques qui nous paraissent liés au jeu (ou rejeu) hercynien des accidents marquant au niveau du toit du socle l'influence profonde de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris. Cette influence se traduit de façon immédiate par la surrection du horst de Sennely, que la géochronologie permet de dater à 285 ± 11 M.A. si l'on suit l'hypothèse émise par P. Vidal et C. Weber [1972], ainsi que par l'apophyse de roches magnétiques qui vient d'être mentionnée. Les bandes de leucogranites très clairement individualisées par la géophysique ont également été reportées.

Comme nous l'avons déjà indiqué (paragraphes 2.1.3.1 et 2.5.1) le rapprochement entre les granites à muscovite d'Avallon et ceux de la Basse Marche peut être déjà effectué sur la base d'arguments pétrographiques et tectoniques — ces derniers étant relatifs au contact faillé avec l'encaissant métamorphique. La carte, figure 58, ajoute un argument géométrique décisif : le prolongement du leucogranite d'Avallon jusqu'au système de failles de la Loire, en bordure duquel il amorce une virgation très marquée vers le Sud (les roches basiques à l'origine de l'anomalie magnétique de la Charité-sur-Loire représenteraient la trace la plus occidentale de la cassure liée à ce granite). Le leucogranite de Cerilly, dont la gravimétrie montre l'extension vers le Nord, ainsi que le petit granite de Thizon, pourraient fournir les éléments intermédiaires permettant de supposer une continuité primitive entre les granites de la chaîne de la Marche et ceux de la bande d'Avallon (on doit cependant remarquer que la lithologie du leucogranite de Cérilly est assez différente de celle de ces derniers). Cette continuité a été rompue par un double décrochement sénestre, suivant les cassures méridiennes du Cher et de la Loire. Ce décrochement permet d'expliquer l'inflexion vers le Nord des directions de foliation des schistes cristallins dans la partie est de la série d'Aigurande, phénomène jusqu'ici difficilement compréhensible [J. Grolier, 1971]. En effet celles-ci passent progressivement d'une orientation N 90° sur le plateau d'Aigurande à N 75° au Nord Est de Boussac et N 60° sur les gneiss d'Aubusson, c'est-à-dire sur le panneau compris entre les failles du Cher et du système de la Loire.

Il nous paraît possible de dater ce décrochement. Si l'on reporte en effet sur une carte (figure 59) les

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 3-1973.

« leucogranites de jointure » [J. LAMEYRE], en nous inspirant du schéma déjà publié par E. RAGUIN [1970] sur les « leucogranites syncinématiques », de l'Ouest et du Centre de la France, on remarque qu'ils s'alignent suivant les grandes fractures de l'arc armoricain. Ces granites se sont mis en place à des époques qui varient entre 313 ± 8 M.A. pour le Sud du Massif armoricain [P. VIDAL, communication personnelle] et 286 ± 12 M.A. [M. VACHETTE et Y. VIALETTE, 1971] pour le leucogranite de Cerilly. Le granite d'Avallon n'a pas été daté en roche totale, à notre connaissance du moins. Pour J. COGNE [1971] les leucogranites sont placés dans des zones de cisaillements, qui marquent l'essentiel de la tectogenèse armoricaine, au cours du Westphalien. Remarquons au passage que le déplacement latéral lié à ces cisaillements, « difficile à chiffrer, mais qui atteint certainement plusieurs dizaines de kilomètres » [J. COGNE, B. GEZE et J. GOGUEL, 1966], doit s'amortir assez rapidement dans le Massif central, puisqu'il n'est plus décelable au niveau de la faille de Boussac. Quoi qu'il en soit, le décrochement méridien de la Loire doit être subcontemporain * ou postérieur à la mise en place du leucogranite de Cérilly (c'est-à-dire stéphanien ou post stéphanien), et antérieur bien entendu aux dépôts triasiques qu'il n'affecte pas notablement.

Nous retrouvons là un âge tardi-hercynien, qui est celui des grands décrochements du socle français, et en particulier du sillon houiller du Massif central, dont le coulissement principal s'est fait « au cours du Westphalien, pendant et après le Stéphanien » [J. GROLIER et J. LETOURNEUR, 1968], mais avant les dépôts permiens du Bourbonnais. L'amplitude totale du déplacement est la même pour le sillon houiller et les failles méridiennes de la Loire : de l'ordre de 70 km pour le premier [J. GROLIER et J. LETOURNEUR, *op. cit.*], environ 60 km pour les secondes. La cassure du sillon houiller ne se prolongerait donc pas en direction du Nord Est, pour rejoindre la faille de Metz dans les Ardennes, comme le supposaient les auteurs qui viennent d'être cités, mais serait au contraire réfractée vers le Nord au niveau de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris. Les accidents reportés sur la figure 58 marquent bien ce changement d'orientation qui se fait à la faveur d'une série de failles en échelon encadrant les bassins permo-carbonifères de la vallée du Cher et du Bourbonnais.

Il nous apparaît donc que l'événement majeur marquant la tectonique hercynienne du socle est l'avancée vers le Nord du bloc morvandiau *sensu lato* (suivant la définition qui est en donnée sur les cartes hypogéologiques). Les relations primitives entre le Nord du Morvan et la Marche s'établissent non seulement au niveau des leucogranites mais concernent aussi le socle métamorphique : on peut rapprocher, en suivant le schéma de M. ROQUES, [1971] la série du plateau d'Aigurande des anatexites de Chastellux, ces deux formations faisant partie de la série cristallophyllienne lémovico-arverne, à laquelle on adjoint les bandes de roches métamorphiques décelées par la géophysique au Nord du leucogranite d'Avallon. Le coulissement lévogyre s'est effectué suivant la zone de faiblesse constituée par les cassures anciennes à la faveur desquelles s'était mise en place la masse de roches provenant sans doute du manteau, qui donne la grande anomalie magnétique du Bassin de Paris. Au Sud du parallèle d'Orléans ce coulissement a été accompagné de la venue de roches basiques jusqu'au toit du socle et de la montée du horst de Sennely. Le mouvement principal peut être daté non seulement comme nous l'avons déjà indiqué, d'après l'âge sur roche totale de la formation du leucogranite de Cérilly, mais aussi d'après la dernière homogénéisation isotopique des minéraux du granite anatectique de Sennely; ces deux données sont d'ailleurs remarquablement concordantes (Stéphanien supérieur). Notre hypothèse s'harmonise bien avec les travaux géologiques réalisés sur le Morvan, et en particulier ceux de H.G. CARRAT, [1969], qui suppose « l'existence de poussées tectoniques venues du Sud et du Sud Est, avec pour conséquence l'écrasement des parties sud des batholites et peut-être leur surrection ».

Le prolongement du décrochement vers le Nord, ou plus probablement vers le Nord Ouest suivant l'axe de la grande anomalie magnétique, sort du cadre que nous nous sommes fixés pour notre étude. Indiquons simplement que le mouvement paraît s'amortir vers le centre du Bassin de Paris (*cf.* figure 57), probablement au niveau du « fossé » gravimétrique central de A. GERARD. On expliquerait ainsi le décalage constaté vers le Nord Est entre l'axe de la grande anomalie magnétique et celui du « fossé ».

Indiquons en terminant que nous avons volontairement passé sous silence au cours de ce chapitre les événements hercyniens affectant le socle du Sud du Bassin de Paris qui ne se rapportent qu'à des prolongements cachés de phénomènes parfaitement mis en lumière sur les massifs anciens : ainsi la mise en place du granite de Saumur (en relation avec celle des granites de la zone sud armoricaine), la formation de reliefs et de dépressions ultérieurement comblées par les dépôts permo-carbonifères, etc.

* La double virgation de la bande de leucogranites laisse supposer qu'une déformation souple a précédé la cassure lévogyre.

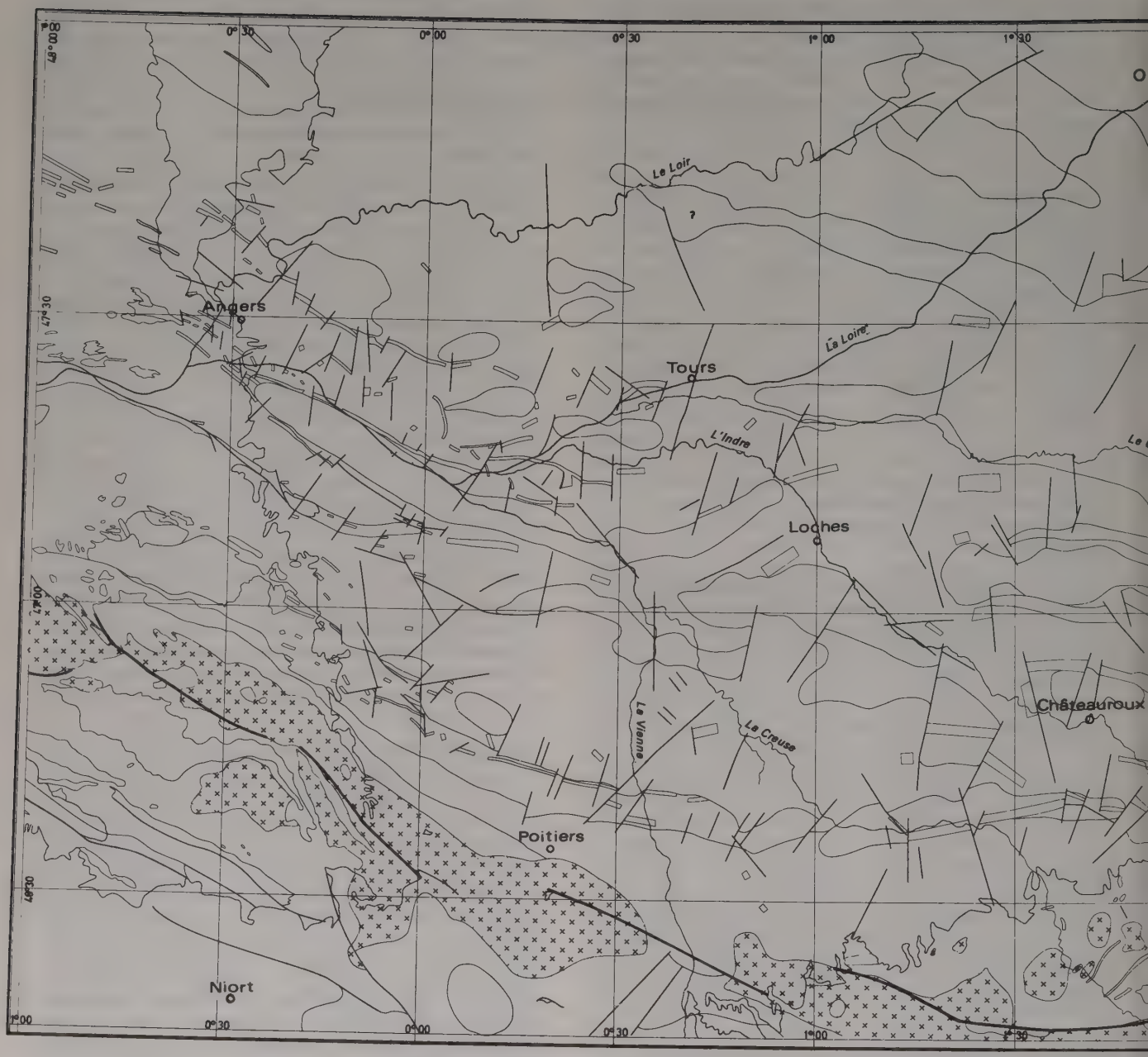
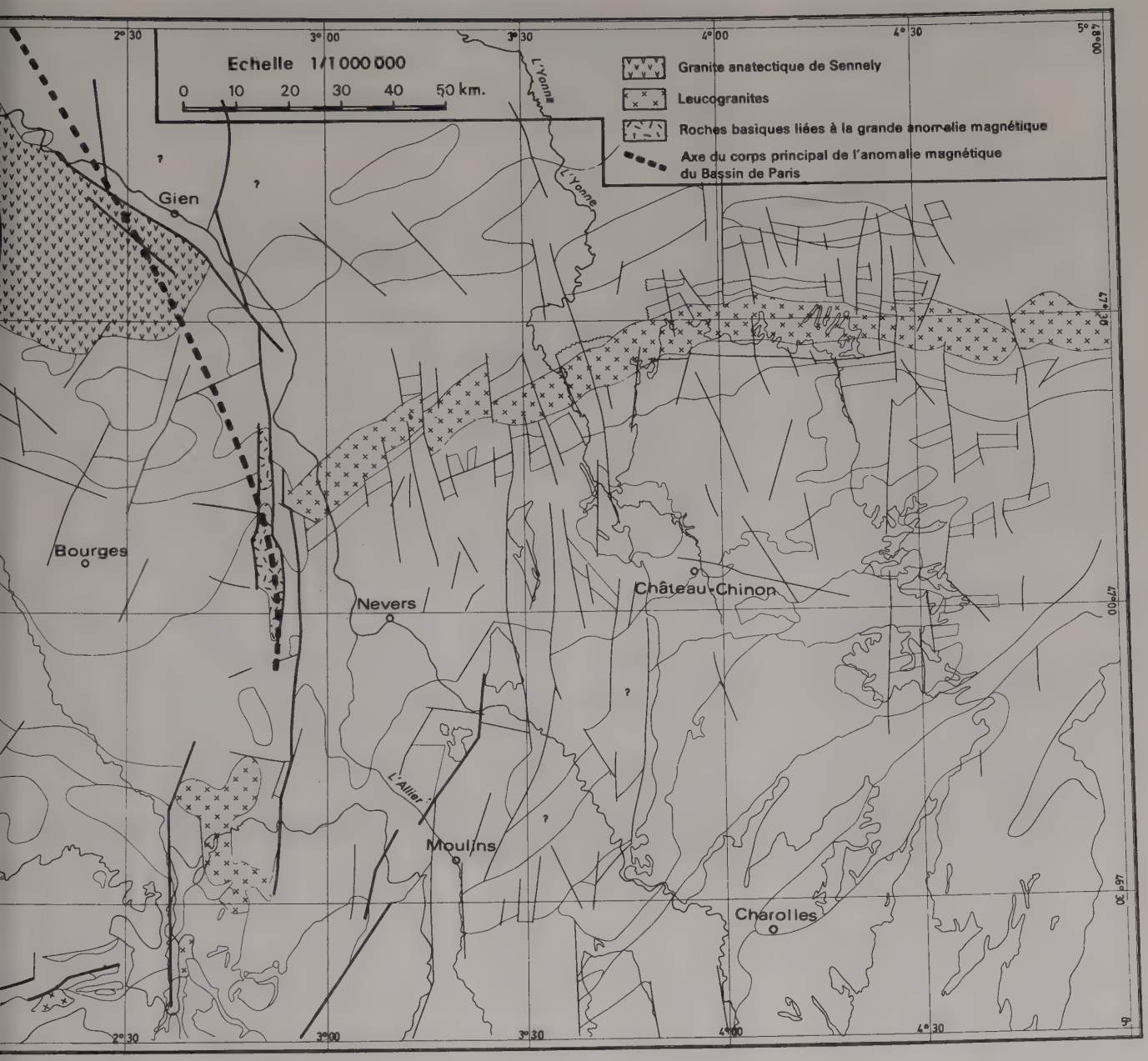


FIG. 58. — *Carte hypogéologique au millionième montrant les structures liées au décrochement tardi-hercynien en relation avec l'anomalie magnétique du Bassin de Paris.*

Ce document résulte de la réduction photographique de carte hypogéologique à 1/500 000 de la base du Mésozoïque données en pochette. Les failles en relation avec le décrochement ont été accentuées.


Echelle 1/1 000 000
0 10 20 30 40 50 km.
Granite anatectique de Sennely
Leucogranites
Roches basiques liées à la grande anomalie magnétique
Axe du corps principal de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris
Gien
L'Yonne
Bourges
Nevers
Château-Chinon
L'Allier
Moulins
Charolles
2°30
3°00
3°30
4°00
4°30
5°00
47°30
47°00
46°30

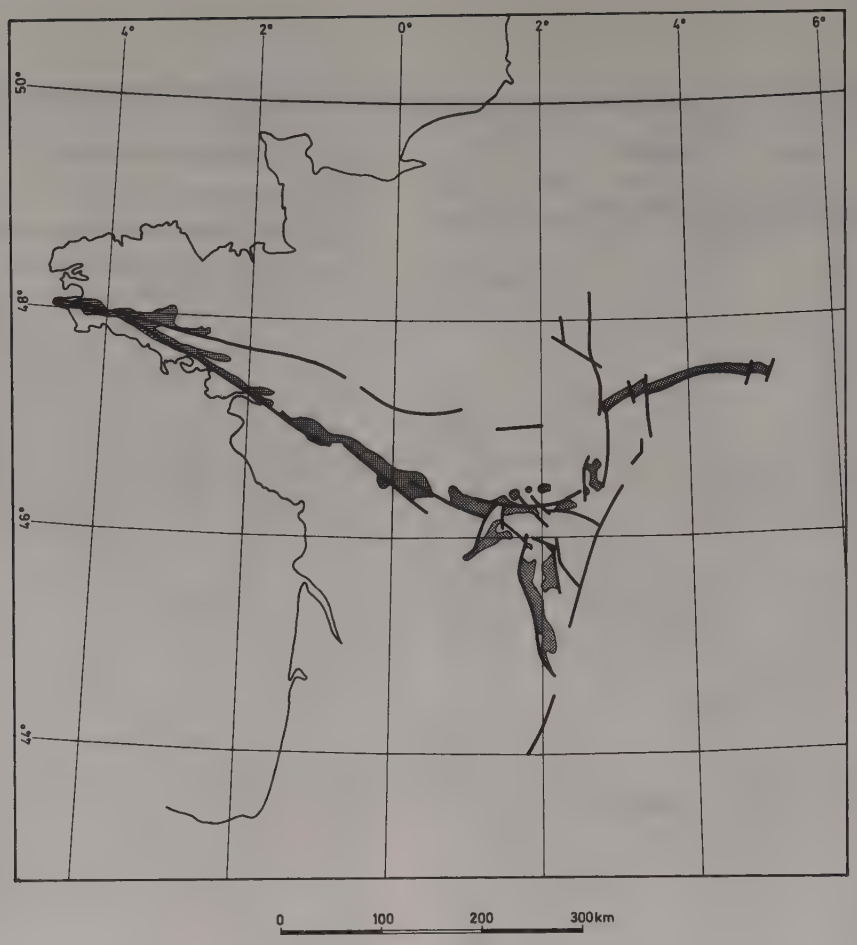


FIG. 59. — *Leucogranites de jointure de l'arc hercynien.*

Ce schéma met bien en évidence le décrochement méridien sénestre de la Loire.

Sources : — Socle du Bassin de Paris : carte hypogéologique, figure 58.
— Massifs central et armoricain : carte géologique internationale de l'Europe à 1/5 000 000 publiée en 1971 par le Bundesanstalt für Bodenforschung et l'UNESCO.

Chapitre 3.3

Evolution post-hercynienne du socle

Le socle antémésozoïque du Bassin parisien, tel que la géophysique permet de l'imaginer actuellement, porte les traces de l'évolution tectonique qu'il a subi durant le dépôt de sa couverture sédimentaire. Si l'on fait abstraction des mouvements verticaux à l'échelle régionale, qui ont commandé la sédimentation et sont retracés dans les très nombreuses publications sur la paléogéographie du Bassin de Paris, la tectonique post-hercynienne se marque surtout dans le socle par les très nombreuses cassures qui l'affectent, le plus souvent suivant des directions conjuguées sub-méridiennes (N 15° et N 165°).

Pendant l'époque secondaire, habituellement considérée comme tectoniquement calme, on remarque qu'un certain nombre de failles joue constamment durant la sédimentation dans la région de la grande anomalie magnétique, comme l'indiquent les sections de sismique-réflexion étalonnées grâce aux sondages. Un exemple a été développé au paragraphe 1.3.2 * (figure 38 *) : celui de la faille de Sennely, mobile du Trias au Kimmeridgien, dont le rejet s'inverse au Crétacé inférieur puis reprend dans le sens primitif du Crétacé supérieur au Tertiaire. Notons que ces mouvements, interprétés comme verticaux par les géologues pétroliers (*cf.* figure 38 *), peuvent très bien être expliqués également par des déplacements latéraux. Suivant cette hypothèse on est frappé par le fait que le déplacement principal de la faille de Sennely serait sénestre, si l'on considère que les séries sédimentaires vont en s'amincissant vers la bordure du Massif central. Il ne serait pas impossible que le coulissement du Morvan vers le Nord, amorcé au Stéphanien, se soit poursuivi, surtout durant le Trias et le Lias, qui correspondent aux plus grandes différences d'épaisseur de part et d'autre de la faille de Sennely.

Nous n'avons pas étudié dans le détail les variations d'épaisseurs qui peuvent être liées au jeu des failles jalonnant au Nord du parallèle d'Orléans le tracé de la grande anomalie magnétique. Nous citerons simplement le cas des failles d'Etampes, d'après les indications provenant de la société Elf-ERAP qui sont données par H. Fournier [1970] dans sa thèse. L'une de ces failles passe en effet à proximité de l'observatoire magnétique de Chambon-la-Forêt, au Nord Est d'Orléans. Son rejet, correspondant à un compartiment oriental affaissé, est de 1 km au niveau du socle; il devient nul à la base du Kimméridgien. Là encore le mouvement le plus important s'est passé avant le Jurassique supérieur.

On sait qu'à l'Oligocène correspond une phase majeure de fracturation du socle : c'est l'époque principale de formation des Limagnes de l'Allier et de la Loire, situées à la limite sud de notre zone d'étude, et de l'effondrement de la Bresse à l'Est. La plupart des accidents méridiens que nous avons cartographiés, particulièrement en bordure du Morvan, ont dû jouer — ou rejouer — au moment de la formation de ces bassins. Le sillon houiller du Massif central a également rejoué après l'Oligocène inférieur [J. Grolier et J. Letourneur, 1968].

Nous retrouvons au Miocène de nouvelles traces de mobilité de la zone de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris. On ne peut manquer d'être frappé [observation de C. Pomerol] par la similitude entre le tracé de l'axe de la grande anomalie et celui du « fleuve » des sables de Lozère au Burdigalien. La « pré-Loire » passait en effet par le plateau de Trappes au Sud de Paris puis suivait sensiblement l'actuelle vallée de la Seine, en continuant vers le Nord Ouest pour traverser le pays de Caux entre le Cap de la Hève et Etretat (figure 60).

Les axes tectoniques cénozoïques du Bassin de Paris traduisent d'ailleurs assez bien cette ligne de discontinuité que marque toujours la grande anomalie magnétique. Il est curieux de noter au passage que C. Megnien [1971], à qui nous avons emprunté notre figure 61, est arrivé à partir d'une étude des directions tectoniques de subsurface — qu'il a rapprochées il est vrai des axes gravimétriques du Bassin parisien — à des conclusions strictement identiques aux nôtres, et émises simultanément, sur le rôle fondamental joué par les phénomènes à l'origine de l'anomalie magnétique.

Au cours du Quaternaire ancien il paraît assez probable que, au moins dans le Sud, la zone de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris correspondait encore à une zone basse qui canalisait vers le Nord

* Bull. B.R.G.M., (2), sect. II, n° 3-1973.

Ouest les sédiments en provenance du Massif central. J. Tourenq [1972] vient en effet de montrer qu'une partie des formations molassiques du Gâtinais, datée comme étant plio-quaternaire, contient dans la zone de drainage actuelle du Loing de l'augite venant des volcans basaltiques du Massif central.

Actuellement l'activité tectonique du système de cassures liées à la grande anomalie magnétique paraît totalement éteinte, puisqu'elle n'apparaît nullement sur les cartes des épicentres de séismes [J.P. Rothe, 1967] qui sont fort rares dans le Bassin parisien.

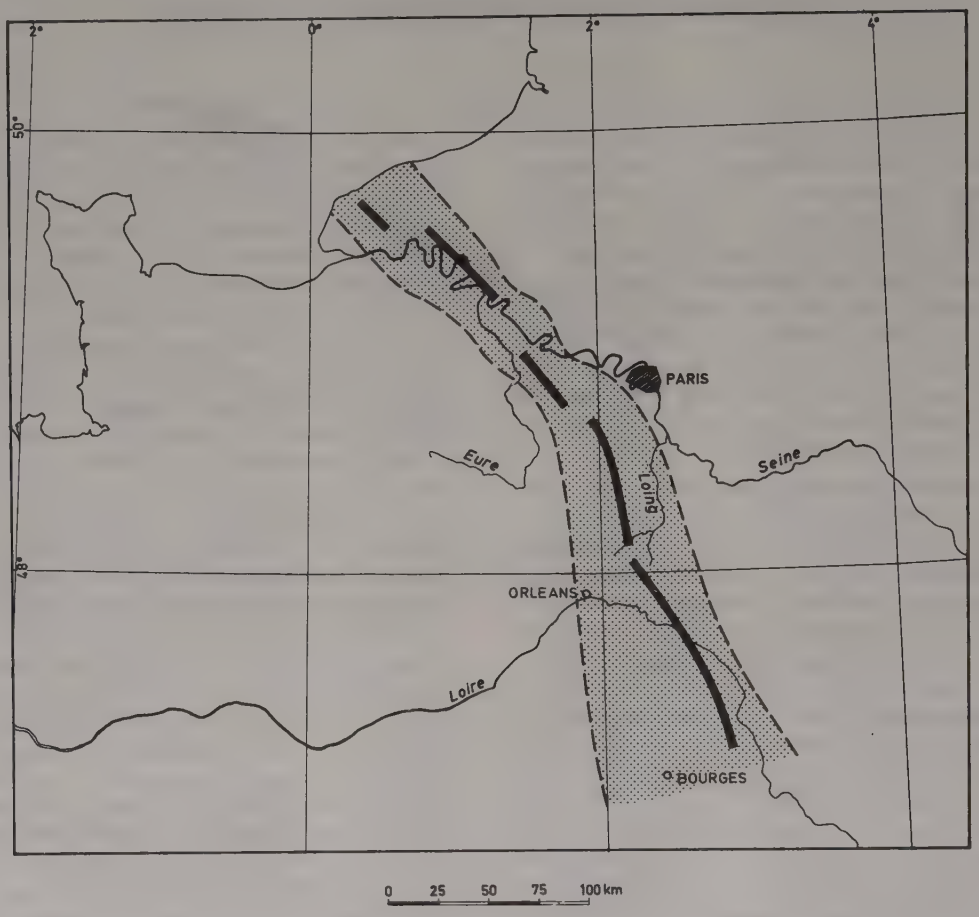


Fig. 60. — *Carte montrant les corrélations entre la zone de dépôt des formations miocènes continentales et l'axe de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris.*

Cette zone, correspondant aux affleurements des sables et argiles de Sologne et des sables de Lozère, jalonne le tracé de la pré-Loire et de la pré-Seine, qui a pu être influencé par le rejeu des failles profondes liées au rift ancien.

Sources : C. Pomerol [1967 et 1972].

FIG. 61. — *Principales directions tectoniques de subsurface dans le Bassin de Paris.*
[Extrait de C. MEGNIEN, 1971].

Les numéros des axes renvoient à la monographie de l'article cité.

Conclusion

Si le lecteur a suivi le chemin sur lequel nous avons tenté de le guider, en partant des éléments indirects d'investigation constitués par les diverses méthodes géophysiques, pour aller jusqu'à la base des assises sédimentaires du Sud du Bassin de Paris, peut-être est-il maintenant comme nous persuadé que l'histoire géologique de ce bassin commence aux temps paléozoïques, par la formation d'une sorte de rift continental. La grande anomalie magnétique représente la trace actuelle du ce « rift », qui fut d'une mobilité constante jusqu'au début du Quaternaire. La phase principale de rejeu des failles qui le jalonnent dans sa partie sud correspond au décrochement sénestre tardi-hercynien qui fit du Morvan le promontoire avancé du Massif central, tel qu'il se présente aujourd'hui.

Si par contre un lecteur sceptique a davantage remarqué le nombre des hypothèses successives accumulées dans l'interprétation des faits que la cohérence des résultats finaux, il nous faut attirer son attention sur l'intérêt des procédés nouveaux de transformations de cartes géophysiques utilisés et sur les recoupements auxquels nous avons procédé. L'interprétation de méthodes géophysiques peut fournir en effet des indications aussi variées sur une même structure que le sont les contrastes de densité et d'aimantation, la résistivité électrique ou la vitesse de transmission des ondes sismiques. Nous savons cependant que des ambiguïtés demeurent, que la qualité de l'interprétation est directement liée à la densité et à la finesse des mesures, et que dans une partie du secteur étudié tout recoupement est impossible, les données gravimétriques étant les seules disponibles. Nous savons que les uniques éléments objectifs de contrôle de l'interprétation sont les forages. Or ils sont trop peu nombreux et trop irrégulièrement répartis pour constituer une vérification complète. Ils ne fournissent qu'une indication géologique ponctuelle qui, si elle reste isolée, doit être utilisée avec prudence.

Ces réserves devraient être bien présentes à l'esprit du géologue qui voudrait utiliser dans le détail les informations reportées sur les cartes hypogéologiques à 1/250 000. Dans leurs grandes lignes cependant ces cartes représentent, croyons-nous, une image conforme de la structure du socle antétriasique.

Nous aimerions en terminant reprendre la conclusion de notre première publication sur ce sujet, écrite en 1965 et qui demeure toujours valable. A la suite des résultats encourageants que nous avions obtenus alors, en collaboration avec J. Lorne sur le Nord du Poitou, nous souhaitions que soient développés les travaux de cartographie géophysique. « Nous disposons déjà de cartes gravimétriques détaillées de la plus grande partie de la France; il est probable que, progressivement, nous aurons des levés aéromagnétiques fins sur la totalité du territoire. Ces éléments doivent permettre aux géologues de s'aventurer plus avant sur les terres encore peu explorées de la géologie cachée » — nous dirions maintenant de l'hypogéologie !

Références bibliographiques

ARENS G. (1964). — Réinterprétation sismique n° 158. Permis de Gien. Rapp. Cie exploration pétrol. (*inédit*).

AUBERT A., CORNET J., NAUDY H., ROQUES M., SANSELME H., WEBER C. (1970). — Apports de l'aéromagnétisme de haute sensibilité à la connaissance du socle cristallin du Morvan. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, (2), Sect. II, n° 2, pp. 13-23.

BABIN C., DIDIER J. (1967). — Apport de la gravimétrie à la connaissance de la fosse centrale armoricaine, *in* contribution de la carte gravimétrique à la géologie du Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M., Fr.*, n° 52, pp. 69-72.

BALTENBERGER P. (1967). — Structure de la croûte terrestre le long d'un profil Grande Chartreuse - Morvan - Puisaye, d'après les tirs du lac Nègre de septembre 1966. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, (D), **264**, pp. 2880-2883.

BALTENBERGER P. (1971). — Contribution à l'étude de la croûte terrestre dans le Sud et le Sud Est du Bassin parisien. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, (2), Sect. I, n° 3, pp. 171-175.

BALTENBERGER P. (1973). — Etude sismique de la zone d'anomalie magnétique du Bassin parisien. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **276**, pp. 227-280.

BALTENBERGER P., PERRIER G. (1967). — General structure of the central massif and the Paris bassin. General Assembly IUGG, IASPEI, p. 170.

BALTENBERGER P., RECQ M. (1965). — Etude séismique du socle dans le Val de Loire. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **261**, Gr. 10, pp. 1053-1056.

BARANOV V. (1957). — A new method for interpretation of aeromagnetic maps : pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, n° 22, pp. 359-383.

BARANOV V., NAUDY H. (1964). — Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, n° 29, pp. 67-69.

BAUDOIN P. (1963). — Mesures telluriques dans le Bassin parisien. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, n° 2, pp. 95-99.

BEAUMONT E. DE (1852). — Notice sur les systèmes de montagnes. 3 vol. P. Bertrand, Paris, 1543 p.

BEAUMONT E. DE, DUFRENOY (1848). — Explication de la carte géologique de la France. 2 vol. et 1 suppl., Paris Impr. Nle.

BENDERITTER Y. (1971). — Varennes-sur-Loire. Etude magnéto-tellurique. Rapp. Centre Rech. géophys. Garchy, 8 p. (*inédit*).

BENDERITTER Y., DUPIS A., MOUROT A. (1966). — Application de la méthode magnéto-tellurique dans la région de Garchy. Rapp. Soc. An. Prosp. aeroportée, 28 p., (*inédit*).

BENNEHARD M. (1970). — Contribution à l'étude minéralogique et sédimentologique des terrains triasiques dans quelques sondages du bassin de Paris. — Thèse Fac. Sci. Toulouse, 2 tomes.

BERTRAND M. (1888). — Sur la distribution géographique des roches éruptives en Europe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), n° 16, pp. 573-617.

BLOUIN J.P., PELLATON C. (1967). — Prospection et étude géologique de la bordure sédimentaire du Nord Ouest du Massif central. Rapp. B.R.G.M., 79 p. (*inédit*).

BOILLOT G., HORN R., LEFORT J.P. (1972). — Evolution structurale de la Manche occidentale au Secondaire et au Tertiaire. *Mém. B.R.G.M., Fr.*, n° 79, pp. 79-86.

BOINEAU R., NICAISE J. (1950). — Les schistes cristallins du plateau d'Aigurande au Sud de la Châtre et de Châtellerault. *Rev. Soc. Hist. Nat. Auv., Fr.*, Fasc. 1, 2, 3, 4, pp. 7-42.

BOLLO R. (1954). — Sur quelques anomalies gravimétriques dans la région de Saumur. *ANN. UNIV. Actes, Congr. Poitiers*, (2), n° 5, 2 p.

BOLLO R., GOGUEL J. (1946). — Atlas de gravimétrie. Recueil d'abaques pour l'interprétation. Rapp. B.R.G.M., 3 vol. (*inédit*).

BONIN B., VIALETTE Y., LAMEYRE J. (1972). — Géochronologie et signification du complexe granitique annulaire de Tolla-Cauro (Corse). *C.R. Soc. géol. Fr.*, n° 2, pp. 52-57.

BOURLIER M. (1970). — Programme pour le calcul de l'effet magnétique d'une faille. Rapp. B.R.G.M., 18 p. (*inédit*).

BOURLIER M., CORPEL J., HORON O., LHEGU J. (1968). — Notice explicative de la carte magnétique de la France à 1/80 000. Feuille d'Avallon (111). Publ. B.R.G.M., 15 p.

BOURLIER M., DUBREUIL G., WEBER C. (1970). — Abaques pour l'interprétation rapide des anomalies magnétiques. Rapp. B.R.G.M., 14 p. (*inédit*).

BUBENICEK L. (1965). — Les paragenèses des minerais de fer oolithiques des terrains primaires de l'Ouest de la France. *Rev. Industr. minér., Fr.*, **47**, n° 7, pp. 490-512.

BUREAU J.L. (1968). — Sur une méthode de dépouillement magnéto-tellurique. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, (B), 266, pp. 1173-1174.

BUREAU J.L. (1972). — Problèmes d'interprétation magnéto-tellurique. Thèse Paris-6, 93 p.

CAGNIARD L. (1956). — Electricité tellurique, *in* Handbuch der Physik, Bartels ed. Geophys. I, vol. 47, Berlin, Springer verlag, pp. 407-469.

CARRON J.P., NOZIÈRES P. (1960). — Les variations du bruit de fond séismique dans le Bassin parisien. *C.R. Acad Sci., Fr.*, **251**, pp. 3019-3021.

CARRAT H.G. (1969). — Evolution de la granitisation et du volcanisme dans le Morvan. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), n° 11, pp. 574-587.

C.F.P.M., COPESEP, R.A.P., S.N.P.A. (1965). — Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France. *Soc. géol. Nord*, n° 85, pp. 273-281.

CHAURIS L., LUCAS G. (1964). — Les environs de Béconles-Granits (Maine-et-Loire). Feuille d'Ancenis à 1/80 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 277, n° 60, pp. 25-33.

Chenevoy M. (1958). — Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie N-W du Massif central français. Mém. carte géol. Fr., 428 p.

Cogne J. (1960). — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Mém. Serv. carte géol. Fr., 382 p.

Cogne J. (1967). — Zones stables et zones mobiles au cours de l'orogenèse hercynienne dans le Massif armoricain, relations avec le champ de la pesanteur, *in* contribution de la carte gravimétrique à la géologie du Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M. Fr.*, n° 52, pp. 15-24.

Cogne J. (1971). — Le Massif armoricain et sa place dans la structure des socles ouest-européens : l'arc hercynien Ibéro-armoricain, *in* Histoire structurale du golfe de Gascogne. *Publ. Inst. Fr. Pétrole*, pp. 1.1.1.-1.1.23.

Cogne J., Vidal P. (1972). — Les résultats géochronologiques récents en Bretagne méridionale : problèmes nouveaux et signification de l'axe structural Moelan-Lanvaux. Communication Soc. géol. Fr., séance du 24/4/72.

Cogne J., Geze B., Goguel J., Grolier J., Letourneur J., Pellet J., Rothe J., Sittler C. (1966). — Les « rifts » et les failles de décrochements en France. *Rev. géogr. phys., Géol. dyn. Fr.*, (2), fasc. 2, n° 8, pp. 123-131.

Coron S. (1954). — Contribution à l'étude du champ de la pesanteur en France. *Sci. Terre, Fr., 2*, n° 4, 150 p.

Coron S. (1954). — Anomalies isostatiques négatives des bassins sédimentaires. Essai d'interprétation de la carte isostatique du bassin parisien. Contribution de la géophysique à la géologie. *C.R. Congr. géol. Intern.*, 19e session, Alger (9), n° 9, pp. 51-83.

Corpel J. (1967). — Interprétation de la prospection magnétique des secteurs de Chastellux et Chevannes (Yonne). Rapp. B.R.G.M., (*inédit*).

Corpel J., Dubreuil G., Weber C. (1969). — Notice explicative de la carte magnétique de la France à 1/80 000. Feuille de Châtellerault. Publ. B.R.G.M., 15 p.

Corpel J., Dubreuil G., Weber C. (1969). — Notice explicative de la carte magnétique de la France à 1/80 000. Feuille de Loches (120). Publ. B.R.G.M., 13 p.

Corpel J., Weber C. (1968). — Notice explicative de la carte magnétique de la France à 1/80 000. Feuille de Nevers (123). Publ. B.R.G.M., 12 p.

Corpel J. Weber C. (1969). — Contribution of the study of remanent magnetization to knowledge concerning the Segré ferrigerous syncline (abstract). *Geophys. Prospecting*, **17**, n° 3, 378 p.

Corpel J, Weber C. (1969). — Notice explicative de la carte magnétique de la France à 1/80 000. Feuille de Valançay (121). Publ. B.R.G.M., 13 p.

Corpel J., Weber C., Horon O., Lhegu J. (1968). — Notice explicative de la carte magnétique de la France à 1/80 000. Feuille de Château-Chinon (124). Publ. B.R.G.M., 11 p.

Courel L. (1970). — Trias et Rhétien de la bordure nord et est du Massif central français. Modalités de la transgression mésozoïque. Thèse Fac. Sci. Dijon, 3 tomes.

Cratchley C.R., Jones G.P. (1965). — An interpretation of the geology and gravity anomalies of the Benue Vallery, Nigeria. *Overseas geol. Surv., geophys. paper*, n° 1, pp. 1-26.

Debeglia N. (1970). — Interprétation de l'extrémité sud de l'anomalie magnétique du Bassin parisien. D.E.S. Paris, 16 p.

Debeglia N. (1972). — Interprétation de la carte gravimétrique à 1/320 000 de Bourges. Une utilisation du gradient vertical de pesanteur. *Bull. B.R.G.M. Fr.*, (2) Sect. II, n° 3, pp. 39-65.

Debeglia N., Gerard A., Griveau P. (1972). — Interprétation tridimensionnelle de cartes magnétiques en techniques fréquentielles. Note présentée au 34e congr. de l'Europ. ass. of exploration geophys. Paris, 22 p.

Demay A. (1952). — Sur les relations stratigraphiques, structurales et magnétiques entre le Massif central français et l'Armorique méridionale. Intern. geol. congr., part. 13, sect. M, London, pp. 52-62.

Delorme J., Emberger A. (1949). — La série cristallophyllienne renversée du plateau d'Aigurande. *Rev. Sci. nat. Auv., Fr.*, **15**, fasc. 1-2, pp. 43-78.

Desprez N. (1971). — Structure de la base des dépôts lacustres sous la Beauce et la Sologne. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, (2), Sect. I, n° 2, pp. 89-94.

Didier J., Lameyre J. (1969). — Les granites du Massif central français : étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contr. Mineral and Petrol.*, n° 24, pp. 219-238.

Didier J., Lameyre J. (1971). — Les roches granitiques du Massif central, *in* géologie du Massif central, symposium J. Jung; Clermont, 44 p.

Dorel J., Mechler P. (1969). — Contribution à l'étude des variations d'épaisseur de la croûte terrestre dans le massif du Morvan. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, (B), **263**, pp. 481-484.

Dubreuil G. et Weber C. (1970). — Notice explicative de la carte magnétique de la France à 1/80 000. Feuille de Châteauroux (133). Publ. B.R.G.M., 13 p.

Dubreuil G., Weber C. (1971). — Notice explicative de la carte magnétique de la France à 1/80 000. Feuille d'Angers (106). Publ. B.R.G.M., 20 p.

Dupis A. (1970). — Premières applications de la magnétotellurique à la prospection pétrolière, géologique ou minière de diverses régions métropolitaines. Thèse Fac. Sci. Paris.

Dupis A., Benderitter Y. (1971). — Mesures magnétotelluriques dans les départements du Cher et de la Nièvre. *Bull. B.R.G.M., Fr.* (2), Sect. I, n° 2, pp. 95-104.

Duroux J. (1967). — Caractères de l'onde de surface engendrée par un dipôle magnétique. Application à l'investigation en profondeur de la résistivité électrique du sous-sol. *Geophys. prospecting*, **15**, pp. 564-583.

Duroux J., Weber C. (1968). — Données sur la géologie profonde de la bordure sédimentaire du Morvan obtenues par un procédé géophysique nouveau (magnétoélectrique). *C.R. Soc. Geol. Fr.*, Fasc. 2, pp. 36-37.

Duthou J.L., Vialette Y. (1972). — Age namurien du leucogranite de Saint-Sylvestre, Saint-Goussaud, Haut-Limousin (Massif central français). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, (D), **274**, pp. 650-652.

EBLE L. (1931). — Contribution à l'étude de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris. 64e congr. Soc. Savantes, pp. 266-269.

EVJEN H.M. (1936). — The place of the vertical gradient in gravitational interpretations. *Geophysics*, n° 1, pp. 127-136.

FAIL J.P., MONTADERT L., DELTEIL J.R., VALERY P., PATRIAT P. SCHLICH R. (1970). — Prolongation des zones de fracture de l'Océan Atlantique dans le Golfe de Guinée. *Earth planet. Sci. letters*, n° 7, pp. 413-419.

FATEMI M. (1963). — Le champ tellurique sur le Massif granitique du Morvan et son voisinage, influence du relief topographique sur le comportement des courants telluriques. *Ann. géophysique*, **19**, n° 4, pp. 357-369.

FOURNIER H. (1961). — Sur une polarisation sélective remarquable des courants telluriques enregistrés à Garchy. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **252**, pp. 562-564.

FOURNIER H. (1963). — La spectrographie directionnelle magnéto-tellurique à Garchy (Nièvre). *Ann. géophysique*, **19**, n° 2, pp. 138-148.

FOURNIER H. (1965). — Die Richtungspektrographie in der Magnetotellurik. *Freiberger Forschungshefte, Dtsch.*, C 174, pp. 109-120.

FOURNIER H. (1970). — Contribution au développement de la méthode magnéto-tellurique, notamment en vue de la détermination des structures profondes. Thèse Fac. Sci. Paris. 3 tomes.

GAY S.P. (1963). — Standard curves for interpretation of magnetic anomalies over long tabular bodies. *Geophysics*, n° 28, pp. 161-200.

GERARD A. (1971). — Apports de la gravimétrie à la connaissance de la tectonique profonde du Bassin de Paris. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, sect. I, (2), n° 2, pp. 75-88.

GERARD A., GRIVEAU P. (1971). — Notice explicative de la carte gravimétrique de la France à 1/320 000. Feuille de Paris. Publ. B.R.G.M., 27 p.

GERARD A., GRIVEAU P. (1972). — Interprétation quantitative en gravimétrie ou magnétisme à partir de cartes transformées de gradient vertical. *Geophys. Prospecting*, **20**, n° 2, pp. 460-481.

GERARD A., GRIVEAU P., WEBER C. (1971). — Gravimétrie - magnétisme. L'interprétation de cartes du champ et du gradient vertical par modèles tridimensionnels. Rapp. B.R.G.M., 49 p. (*inédit*).

GERARD A., WEBER C. (1971). — L'anomalie magnétique du Bassin de Paris interprétée comme élément structural majeur dans l'histoire géologique de la France. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, (D), **272**, pp. 921-923.

GOGUEL J. (1954). — Levé gravimétrique détaillé du Bassin parisien. Publ. B.R.G.M. n° 15, 31 p.

GOGUEL J. (1963). — La gravimétrie. Paris P.U.F. (« Que sais-je ? »), 126 p.

GOGUEL J. (1972). — Tendances modernes dans l'interprétation géologique des données gravimétriques. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, (2), Sect. II, n° 5, pp. 43-50.

GOGUEL J., LEMOINE J. (1957). — Etude de l'atténuation de l'influence des anomalies superficielles dans le calcul de la dérivée seconde de la gravité. *Geophys. prospecting*, **5**, pp. 407-420.

GRAINDOR M.J. (1967). — Les dislocations majeures du socle armoricain, *in* contribution de la carte gravimétrique à la géologie du Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M., Fr.*, n° 52, pp. 25-42.

GRANGEON M., FEYS R., GREBER C., LEFAVRAIS A. (1968). — Géologie profonde de la région de Decize (Nièvre). Essai de synthèse d'après les sondages récents. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, (2), sect. I, n° 1, pp. 43-103.

GRANT F.S., MARTIN L. (1966). — Interprétation of aeromagnetic anomalies by the use of characteristic curves. *Geophysics*, n° 31, pp. 135-148.

GREBER C., LHEGU J. (1966). — Présence de carbonifère à faible profondeur dans la région de Vitteaux (Côte d'Or). Rapp. B.R.G.M., 5 p. (*inédit*).

GRIVEAU P. (1970). — Analysis and multiple processing of gravity or magnetic fields by a controlable Fourier method. Abstracts Edingburgh meeting. *Geophys. Prospecting*, **18**, pp. 469-470.

GROLIER J. (1955). — Etude géologique de l'extrémité occidentale du plateau de Guéret et de la chaîne de la Marche. Dipl. Géol. Petrogr. Clermont.

GROLIER J. (1971). — La tectonique du socle hercynien dans le Massif central. Symposium J. JUNG sur le Massif central. Clermont-Ferrand, 60 p.

GROLIER J., LETOURNEUR J. (1968). — L'évolution tectonique du grand sillon houiller du Massif central français. 23e Intern. geol. Congress. Vol. 1, pp. 107-116.

GUILLOT J.P. (1964). — Permis de Bourges. Réinterprétation n° 10. Etude réfraction 1964. Cie exploration pétrolière, 7 p. (*Rapport inédit*).

HAHN A. (1965). — Two applications of Fourrier's analysis for the interpretation of geomagnetic anomalies. *Jl. Geomagnetism and Geoelectricity*, **17**, n° 2, pp. 195-225.

HENTINGER R., DUBREUIL G. (1968). — Notice explicative de la carte magnétique de la France à 1/80 000. Feuille de Saint-Pierre (135). Publ. B.R.G.M., 11 p.

HERITIER F., VILLEMIN J. (1971). — Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris par l'exploration pétrolière. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, (2), sect. I, n° 2, pp. 11-30.

KANASEWICH E.R., CLOWES R.M., MC CLOUGHAN C. (1969). — A buried precambrian rift in western Canada. *Tectonophysics*, 8, n°s 4-6, pp. 513-527.

KOULOMZINE T., LAMONTAGNE Y., NADEAU A. (1970). — New methods for the direct interpretation of magnetic anomalies caused by inclined dikes of infinite length. *Geophysics*, **35**, n° 5, pp. 785-830.

LABROUSTE Y. (1968). — Rapport préliminaire sur les grands profils sismiques en France. Leningrad. Proced., 10 Assembly IUGG, Europ. Seism. Comm., t. 1, pp. 405-443.

LAFOY C., WEBER C. (1970). — Comparaison entre les propriétés magnétiques et les caractères pétrographiques des granites du Massif armoricain. Rapp. B.R.G.M., 14 p. (*inédit*).

LAMBOLEZ B. (1970). — Notice explicative de la carte magnétique de la France à 1/80 000. Feuille de Bourges (122). Publ. B.R.G.M., 14 p.

Gorbunov G.I. (1970). — Geological mapping in the USSR. Report Com. geol. Map of the World, Paris, Unesco.

Lambolez B. (1970). — Notice explicative de la carte magnétique de la France à 1/80 000. Feuille de Gien (109). Publ. B.R.G.M., 9 p.

Lambolez B. (1971). — Interprétation automatique des anomalies magnétiques dues à des corps bidimensionnels. Rapp. B.R.G.M., 20 p. (*inédit*).

Lameyre J. (1966). — Leucogranites et muscovitisation dans le Massif central français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont*, n° 29, Fasc. 12, 264 p.

Lapparent de A. (1892). — Remarques sur les anomalies magnétiques observées par M. Moureaux. Discussion par M. Dolfus et M. Bertrand. *C.R. Soc. géol. Fr.*, séance du 1er fév. 1892, pp. 20-21.

Lasnier B. (1965). — Etude pétrographique de la région d'Eguzon (Indre). Coupe du versant nord de l'anticlinal du plateau d'Aigurande à zonéographie inversée. D.E.S. Poitiers, 105 p.

Lauer J.P., Taktak G. (1971). — Propriétés magnétiques des roches au voisinage du contact métamorphique des schistes de Steige et des granites d'Andlau et du Hohwald (Vosges cristallines du Nord). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, (D), **272**, pp. 924-927.

Launey de A. (1921). — La géologie de la France. Paris Armand.

Leborgne E., Le Mouël J. (1964). — Magnétomètres à protons. Magnétomètres à pompage optique. *Note Inst. Phys. Globe, Paris*, n° 2, 122 p.

Leborgne E., Le Mouël J., Le Pichon X. (1971). — Aeromagnetic survey of south western Europe. *Earth Planet. Sci. Letters*, n° 12, pp. 287-299.

Leborgne E., Rossignol J.C. (1966). — Sur une étude aéromagnétique du Morvan et du Nivernais. *Note Inst. Phys. Globe Paris*, n° 16, 30 p.

Le Calvez Y., Lefavrais A., Lhegu J. (1969). — Le Morvan et le détroit morvano-vosgien au Trias et au Lias. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, (2), sect. I, n° 4, pp. 1-46.

Lecointre G. (1959). — Tectonique des terrains crétacés du Sud Ouest du Bassin de Paris. Publ. B.R.G.M., n° 22, p. 3 et 103.

Lecointre G., Mathieu G. (1959). — Une ligne de forages N-S dans le Jurassique à l'Ouest du plateau central. Publ. B.R.G.M., n° 22, pp. 105-109.

Lefavrais A., Horon O., Lecointre G. (1961). — Compléments sur l'Infra-Lias de l'Indre. Rapp. B.R.G.M., 22 p. (*inédit*).

Lefort J.P. (1972). — Le socle anté-mésozoïque de la Manche occidentale et son évolution à la fin du Paléozoïque. Note présentée à la Soc. geol. Fr. Séance du 24 avril 1972.

Lemoine (1910). — Résultats géologiques des sondages profonds du Bassin de Paris. *Bull.* et *C.R. mens. Soc. industr. miner.*, pp. 367-465.

Le Mouël J. (1969). — Sur la distribution des éléments magnétiques en France. Thèse Fac. Sci. Paris, 169 p.

Leutwein F., Sonet J., Zimmermann J.L. (1972). — Dykes basiques du Massif armoricain septentrional. Contribution à leur étude géochronologique. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, (D), **275**, pp. 1327-1330.

Lienhardt M.J. (1961). — Etude stratigraphique, pétrographique et structurale du socle anté-permien du Bassin de Paris. *Ann. Soc. Geol. Nord*, **81**, pp. 233-241.

Lorne J., Weber C. (1965). — Le socle anté-permien dans la partie du Bassin de Paris d'après les données géophysiques. *C.R. Soc. géol. Fr.*, Fasc. 9, pp. 282-284.

Mahmoudzaheh - Rahimi M. (1969). — Interprétation de l'anomalie magnétique de Sainte-Hélène (Nièvre). D.E.S. Fac. Sci. Paris.

Marquaire C., Moreau M. (1969). — La géologie de l'uranium dans le massif granitique de Saint-Sylvestre. Rapport C.E.A., pp. 9-29 (*inédit*).

Martel A., Meunier J. (1963). — Prospection tellurique en Nivernais. *Ann. Géophys.*, **19**, n° 2, pp. 123-130.

Mathieu G. (1943). — Révision de la feuille de Saumur à 1/80 000. *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, **212**, pp. 119-129.

Mathieu G. (1945). — Le problème du Précambrien dans l'Ouest de la France et le Sud Ouest du Massif central. *Rev. Sci.*, p. 85.

Mathieu G. (1957). — Les grandes lignes de la Vendée. *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, **60**, n° 253, 46 p.

Mechler P. (1967). — Modèle de croûte terrestre déduit des différences de temps d'arrivée de signaux séismiques en deux stations voisines, application à la Normandie. European Seismological Commission, pp. 139-153.

Megnien C. (1971). — Observations sur les ondulations tectoniques du Bassin de Paris et hypothèse sur une dislocation majeure du socle. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, (2), sect. I, n° 2, pp. 31-40.

Mercier J. (1966). — Résultats des sondages profonds du Bassin de Paris. Les granites de Rebréchien, Sennely et Quenne. Région d'Orléans et d'Auxerre. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, n° 6, pp. 143-146.

Michel J. (1965). — Permis de l'Indre. Rapport de fin de campagne sismique réfraction. Rapp. S.N.P.A., 23 p. (*inédit*).

Millon R., Stanudin B., Weber C. (1964). — Prospection électrique dans la région de Mirebeau (Vienne). Rapp. B.R.G.M., 30 p. (*inédit*).

Moazami - Goudarzi K. (1968). — La dispersion des ondes de Rayleigh et les structures de la croûte et du manteau supérieur entre Limousin et Morvan. *Ann. Géophys.*, **24**, n° 4, pp. 923-953.

Moureaux T. (1898). — Réseau magnétique de la France au 1/1/1896. *Ann. Bur. Central. Météo*, pp. 1-57.

Munck F. (1954). — Mesures magnétiques sur l'anomalie gravimétrique Châteaudun-Vendôme. Rapport B.R.G.M., 17 p. (*inédit*).

Noiret G. (1971). — L'âge du socle du Bassin parisien par la méthode rubidium-strontium. Thèse 3e. cycle, Paris, 37 p.

Ogier M. (1971). — Essai d'interprétation de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris par modèles limités en profondeur. Rapp. B.R.G.M., 12 p. (*inédit*).

PERRIER G. (1965). — Variations d'épaisseur de la croûte terrestre dans le centre et le Nord Est de la France. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **261**, pp. 493-496.

PHILLIPOT A., CHAUVEL J.J. (1957). — Relations entre les niveaux de la base du Paléozoïque et les assises inférieures dans les synclinaux du Sud de Rennes. *Bull. Soc. Geol. Mineral., Bretagne*, n° 2, pp. 15-34.

POMEROL C. (1967). — Esquisse paléogéographique du Bassin de Paris à l'ère tertiaire et aux temps quaternaires. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), **9**, fasc. 1, pp. 55-86.

POMEROL C. (1971). — Bassin de Paris, *in* France, géologie. Paris, Encyclopedia Universalis, **7**, pp. 247-250.

POMEROL C. (1972). — Miocène. Paris, Encyclopedia Universalis, **11**, pp. 77-81.

PRUVOST P. (1949). — Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. *Annales Hébert et Haug*, **7**, pp. 345-360.

RENARD J.P. (1971). — Etude pétrographique et géochimique des granites du district uranifère de Vendée. Liaisons entre l'évolution minéralogique et le comportement de l'uranium; conséquences pour la prospection. Thèse Nancy, 189 p.

RAGUIN E. (1970). — Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. Masson et Cie, 240 p.

RANCHIN G. (1971). — La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord Limousin. *Sci. Terre, Fr.*, **19**, pp. 1-394.

ROQUES M. (1971). — Massif central *in* France, géologie. Paris, Encyclopedia Universalis, **7**, pp. 241-243.

ROQUES M., VACHETTE-CAEN M., VIALETTE Y. (1971). — Géochronologie du socle du Massif central. Symposium J. JUNG sur le Massif central français, 29 p.

ROTHE J.P. (1937). — Contribution à l'étude des anomalies du champ magnétique terrestre. *Ann. Inst. Phys. Globe, Paris*, n° 15.

ROTHE J.P. (1967). — Cartes de séismicité de la France. *Ann. Inst. Phys. Globe, Strasbourg, Géophysique*, n° 8, pp. 3-10.

ROTHE J.P., DECHEVOY N. (1967). — La séismicité de la France de 1951 à 1960. *Ann. Inst. Phys. Globe, Strasbourg, Géophysique* n° 8, pp. 19-84.

ROUSSEL J., TOURNIER D. (1968). — Sur la détermination de la résistivité électrique des couches profondes du sous-sol par sondage dipôle azimutal. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **267**, pp. 1045-1048.

SAPIN S. (1967). — Principaux résultats géologiques des travaux d'exploration réalisés par la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine dans le Sud Ouest du Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), n° 9, pp. 327-354.

SONET J. (1968). — Essai d'interprétation d'un ensemble de mesures géochronologiques au Rb/Sr des massifs granitiques vendéens. Mise en évidence d'une dualité génétique. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, (D), **267**, pp. 15-17.

STANUDIN B. (1962). — Prospection géophysique à Varennes dans la région de Saumur (Maine-et-Loire). Rapp. B.R.G.M. (*inédit*).

SUESS E. (1885). — Das Antlitz der Erde. Prag, Leipzig, 2 vol., 1484 p.

TERS M. (1967). — La tectonique posthume en Bretagne méridionale et en Vendée, dans ses relations avec les données gravimétriques, *in* contribution de la carte gravimétrique à la géologie du Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M., Fr.*, n° 52, pp. 73-82.

TERS M., DEFLANDRE G. (1966). — Sur l'âge cambro-silurien des terrains anciens de la Vendée littorale (ex Briovérien). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **262**, pp. 339-342.

THELLIER E. (1966). — Le champ magnétique terrestre fossile. *Nucleus*, **7**, n^{os} 1, 2 et 3.

TOURENQ J. (1972). — L'augite, indicateur stratigraphique et paléogéographique des épandages détritiques en provenance du Massif central au Cénozoïque. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **275**, pp. 9-12.

TOURNIER D. (1962). — Contribution à l'étude de l'anomalie magnétique des départements du Loiret, du Cher et de la Nièvre. Thèse 3^e cycle Fac. Sci. Paris, 36 p.

VACHETTE M., VIALETTE Y. (1971). Géochronologie du socle hercynien. Résumé de la communication présentée au Symposium J. JUNG sur le Massif central.

VACQUIER V., STEENLAND N.C., ROLAND G., HENDERSON, ZIETZ I. (1951). — Interpretation of aeromagnetic maps. *Geol. Soc. America*, Mem. n° 47, 150 p.

DE VAUCORBEIL H., BIRON R., CHAUVEL J.J. (1967). — Coupe géologique du sondage S. 1 bis à Varennes-sur-Loire (Maine-et-Loire). Rapp. B.R.G.M., 75 p. (*inédit*).

VERNET A. (1963). — Contribution à l'étude des anomalies du champ magnétique terrestre dans les départements de l'Indre et de l'Indre-et-Loire. Thèse 3^e cycle, Bordeaux, 130 p.

VIDAL P., AUVRAY B., COGNE J., HAMEURT J., JEANNETTE D. (1971). — Données géochronologiques sur la série spilitique d'Erquy : problèmes nouveaux à propos du Briovérien de Bretagne septentrionale. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **273**, pp. 132-135.

VIDAL P., COGNE J., BONHOMME M. (1970). — Premiers résultats géochronologiques concernant l'évolution structurale en Bretagne méridionale : la nappe cristallophyllienne de Champtoceaux dans le cadre des orogènes cadomien et hercynien. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, (D), **271**, pp. 1737-1740.

VIDAL P., WEBER C. (1972). — Etude géochronologique de deux carottes de sondage sur le « granite de Sennely » (Loiret). *C.R. Soc. géol. Fr.*, n° 4, pp. 168-170.

VITART J. (1966). — Permis de l'Indre. Essai de synthèse des résultats géophysiques. Rapp. S.N.P.A., 18 p. (*inédit*).

WEBER C. (1964). — Prospection magnétique au sol dans la région de Mirebeau-en-Poitou. Rapp. B.R.G.M., 16 p., (*inédit*).

WEBER C. (1966). — Implantation des sondages de Varennes-sur-Loire (Maine-et-Loire). Compléments de gravimétrie et de magnétisme au sol. Rapport B.R.G.M., 25 p. (*inédit*).

WEBER C. (1967). — Susceptibilité magnétique des minerais de fer provenant du sondage de Varennes-sur-Loire. S. 1 bis. Rapp. B.R.G.M., 7 p. (*inédit*).

WEBER C. (1967). — Le prolongement oriental des granites de Lanvaux d'après la gravimétrie et l'aéromagnétisme, *in* contribution de la carte gravimétrique à la géologie du Massif armoricain. *Mém. B.R.G.M. Fr.*, n° 52, pp. 83-90.

WEBER C. (1968). — Le levé aéromagnétique du Morvan et du Nivernais. *Bull. B.R.G.M. Fr.*, (2), sect. IV, n° 1, pp. 1-16.

WEBER C. (1968). — Données géophysiques sur le prolongement du socle cristallin du Morvan sous ses bordures sédimentaires. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), **10**, pp. 263-272.

WEBER C. (1971). — Le socle anté-permien sous la bordure sud du Bassin de Paris d'après les données géophysiques. *Bull. .B.R.G.M. Fr.* (2), sect. 1, n° 3, pp. 177-189.

WEBER C. (1972). — Le socle antétriasique sous la partie sud du Bassin de Paris d'après les données géophysiques. Thèse Doct. Paris, vol. 1, texte 169 p.; vol. 2, 85 fig.; vol. 3, pl.

WEBER C., LORNE J. (1966). — Le socle anté-permien dans la bordure sud ouest du Bassin parisien. Essai d'interprétation par les méthodes géophysiques. *Bull. B.R.G.M., Fr.*, n° 1, pp. 67-85.

YANG KIEH (1932). — Contribution à l'étude géologique de la chaîne de la Marche et du plateau d'Aigurande (NW du Massif central français). Thèse Paris, 123 p.

YAPAUDJAN L. (1963). — Essai de caractérisation des sédiments permiens et triasiques dans le Bassin de Paris. (Application des critères mis en évidence dans la zone des affleurements, à l'étude des dépôts de la bordure occidentale du bassin triasique), *in* Colloque sur le Trias de la France. *Mém. B.R.G.M., Fr.*, n° 15, pp. 123-145.

Liste des figures

FIG. 1. — Plan de situation de l'étude et localisation des coupes géologiques interprétées.

FIG. 2. — Corrélations entre profil gravimétrique, profil aéromagnétique et la coupe géologique correspondante, dans la région de la Roche-Bernard-Redon.

FIG. 3. — Profils gravimétriques sur les granites de Thouars et de Bressuire. Interprétation quantitative d'un profil moyen.

FIG. 4. — Profil gravimétrique A′ et coupe géologique correspondante.

FIG. 5. — Interprétation du profil gravimétrique H, situé sur le prolongement oriental de la granodiorite de Thouars.

FIG. 6. — Equivalences pour le calcul du gradient vertical d'une anomalie du champ de pesanteur provoquée par un corps prismatique.

FIG. 7. — Profil comparé entre anomalies du champ de pesanteur et gradient vertical, en Touraine.

FIG. 8. — Anomalie gravimétrique du Marchenoir. Comparaison entre la carte du champ et du gradient vertical.

FIG. 9. — Profil (1) transversal à l'anomalie de Marchenoir; interprétation en champ et en gradient pour différentes profondeurs.

FIG. 10. — Profil (1) transversal à l'anomalie de Marchenoir, et interprétation correspondante (gradient vertical).

FIG. 11. — Carte du gradient vertical du champ de pesanteur dans la région d'Issoudun, et localisation des coupes interprétées en fig. 12.

FIG. 12. — Interprétation de l'anomalie gravimétrique de Vatan.

FIG. 13. — Interprétation des anomalies gravimétriques dans la région d'Issoudun.

FIG. 14. — Schéma montrant le prolongement vers le Nord du Massif central des axes gravimétriques vendéens.

FIG. 15. — Profils gravimétriques sur le Poitou et la Marche montrant le prolongement occidental des axes de Thouars et de Bressuire.

FIG. 16. — Carte du gradient vertical du champ de pesanteur dans le Nivernais.

FIG. 17. — Interprétation en gradient vertical de l'anomalie gravimétrique de Sancergues.

FIG. 18. — Profils transversaux à l'anomalie de Sancergues et leur interprétation en gradient vertical.

FIG. 19. — Interprétation quantitative de l'anomalie de Varennes, sur un profil aéroporté et sur un profil au sol.

FIG. 20. — Synthèse des interprétations de profils magnétiques sur l'anomalie de Varennes.

FIG. 21. — Coupe des sondages de Varennes.

FIG. 22. — Interprétation de deux anomalies magnétiques de la région d'Angers.

FIG. 23. — Interprétation possible de l'anomalie de Chastellux-sur-Cure, profil aéroporté et profil au sol.

FIG. 24. — Isobathes du relief magnétique pouvant être à l'origine de l'anomalie du Bassin de Paris.

FIG. 25. — Carte de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris (champ total).

FIG. 26. — Carte du gradient vertical correspondant à la figure 25.

FIG. 27. — Carte du gradient vertical du champ magnétique réduit au pôle correspondant à la fig. 25.

FIG. 28. — Interprétation par un modèle tridimensionel de la partie nord de la carte du gradient vertical réduit au pôle, dans la région de l'anomalie du Bassin de Paris. Profil 1.

FIG. 29. — Interprétation par un modèle tridimensionnel de la partie nord de la carte du gradient vertical réduit au pôle, dans la région de l'anomalie du Bassin de Paris. Profil 4.

FIG. 30. — Carte indiquant les aimantations du modèle calculé pour la terminaison méridionale de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris.

FIG. 31. — Carte représentant les variations de profondeur du modèle calculé pour la terminaison méridionale de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris.

FIG. 32. — Bloc diagramme représentant les variations de profondeur du toit du modèle calculé pour le Sud de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris.

FIG. 33. — Carte du gradient vertical du champ magnétitique réduit au pôle calculé pour le modèle représenté sur les fig. 30 et 31.

FIG. 34. — Carte du champ magnétique total calculé pour le modèle représenté sur les fig. 30 et 31.

FIG 35. — Localisation des profils de sismique réfraction effectués par la Compagnie générale de géophysique et le Centre de recherches géophysiques de Garchy.

FIG. 36. — Section sismique passant par la faille de Sennely.

FIG. 37. — Coupe géologique dans la région de Sennely établie d'après les sondages.

FIG. 38. — Evolution de la faille de Sennely d'après la sismique réflexion et les sondages.

FIG. 39. — Sondage-réfraction dans la région de Bourges.

FIG. 40. — Profil de sismique réfraction RIn1P1 avec interprétation corrélative des données de sismique réflexion, magnétisme et gravimétrie.

FIG. 41. — Profil de sismique réfraction SBPR 3 avec interprétation corrélative des données de sismique réflexion, magnétisme et gravimétrie.

FIG. 42. — Profil de sismique réfraction SBPR 2 avec interprétation corrélative des données de sismique réflexion, magnétisme et gravimétrie.

FIG. 43. — Loi de vitesse moyenne (région de Bourges).

Fig. 44. — Lois de vitesse tenant compte du recouvrement crétacé lent pour différentes épaisseurs de celui-ci (région de Valençay).

Fig. 45. — Mohographie du Morvan et du Nivernais.

Fig. 46. — Anomalie gravimétrique théorique correspondant à l'effet du relief du Moho représenté sur la figure 45.

Fig. 47. — Interprétation des sondages électriques dans la région de Varennes-sur-Loire, et coupe géologique correspondante. Profil magnétotellurique.

Fig. 48. — Interprétation des sondages électriques dans la région de Mirebeau-en-Poitou.

Fig. 49. — Carte d'égale racine carrée de l'aire des ellipses telluriques (Nivernais).

Fig. 50. — Isobathes du toit du socle électrique dans le Nivernais.

Fig. 51. — Coupe établie à partir des sondages magnétoélectriques effectués dans le Nivernais.

Fig. 52. — Diagraphies du sondage de Contres 1.

Fig. 53. — Coupe géologique interprétative du socle en Tourraine, avec profils gravimétriques et magnétiques correspondants.

Fig. 54. — Coupe géologique interprétative montrant le socle du seuil du Poitou.

Fig. 55. — Coupe géologique interprétative du socle sur la bordure nord du Morvan, avec les profils gravimétriques et aéromagnétiques correspondants.

Fig. 56. — Coupe géologique interprétative du socle en Nivernais, avec les profils gravimétriques et aéromagnétique correspondants.

Fig. 57. — Localisation des axes gravimétriques et magnétiques sur le Bassin de Paris.

Fig. 58. — Carte hypogéologique au millionième montrant les structures liées au décrochement tardi-hercynien en relation avec l'anomalie magnétique du Bassin de Paris.

Fig. 59. — Leucogranites de jointure de l'arc hercynien.

Fig. 60. — Carte montrant les corrélations entre la zone de dépôt des formations miocènes continentales et l'axe de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris.

Fig. 61. — Principales directions tectoniques de subsurface dans le Bassin de Paris.

Table des matières

Résumé 219

Abstract 220

Avant-Propos 221

Introduction 222

Première partie

Interprétation des données géophysiques 225

Chapitre 1.1. — *Données gravimétriques* 225

1.1.1. — Eléments de base 225

1.1.2. — Précision des cartes gravimétriques utilisées 226

1.1.3. — Méthodes d'interprétations usuelles 226

1.1.3.1. — Méthodes qualitatives 226

1.1.3.2. — Méthodes quantitatives 226

1.1.4. — Calcul et interprétation du gradient vertical 229

1.1.5. — Description et interprétation des principales anomalies gravimétriques 236

1.1.5.1. — Le prolongement de la zone centrale armoricaine 237

1.1.5.2. — Le prolongement de la zone sud armoricaine 237

1.1.5.3. — Les raccords Vendée-Limousin 241

1.1.5.4. — Le Morvan et ses bordures nivernaises et bourguignonnes 241

1.1.5.5. — La zone de la Loire méridienne 245

Chapitre 1.2. — *Données magnétiques* 248

1.2.1. — Données de base 248

1.2.1.1. — Levés aéroportés 248

1.2.1.2. — Levés au sol 249

1.2.1.3. — Mesures d'aimantation rémanente 249

1.2.2. — Précision des levés aéromagnétiques 249

1.2.3. — Méthodes d'interprétation 250

1.2.3.1. — Méthodes qualitatives et méthodes d'indices de profondeur 250

1.2.3.2. — Méthodes quantitatives courantes. L'anomalie de Varennes-sur-Loire 250

1.2.3.3. — Interprétations à l'aide du gradient vertical 253

1.2.4. — Description et interprétation des principales anomalies magnétiques 254

1.2.4.1. — Le prolongement de la zone sud armoricaine 254

1.2.4.2. — Le Morvan et ses bordures nivernaises et bourguignonnes 256

1.2.4.3. — La zone de la Loire méridienne : l'anomalie magnétique du Bassin de Paris 258

1.2.4.3.1. —Historique 258

1.2.4.3.2. —Calcul d'un modèle complexe en techniques fréquentielles 259

1.2.4.3.3. —Conclusions 260

Chapitre 1.3. — *Données sismiques* 270

1.3.1. — Données de base 270
1.3.1.1. — Prospections pétrolières 270
1.3.1.2. — Etudes scientifiques 272

1.3.2. — Sismique réflexion 272

1.3.3. — Sismique réfraction 276

1.3.4. — Sismologie expérimentale et séismes naturels 282
1.3.4.1. — Données sur la morphologie du socle 282
1.3.4.2. — Données sur la nature du socle dans la région de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris 282
1.3.4.3. — Données sur la discontinuité de Mohorovičić 283

Chapitre 1.4. — *Données électromagnétiques* 285

1.4.1. — Sondages électriques 285
1.4.1.1. — Varennes-sur-Loire 285
1.4.1.2. — Mirebeau-en-Poitou 286
1.4.1.3. — Garchy 288

1.4.2. — Mesures telluriques 288

1.4.3. — Sondages magnétotelluriques 289

1.4.4. — Sondages magnétoélectriques (MELOS) 291

DEUXIÈME PARTIE

Interprétation géologique synthétique 293

Chapitre 2.1. — *Grandes lignes géologiques du Sud du Massif armoricain et du Nord du Massif central. Mesures de paramètres physiques* 293

2.1.1. — Le Sud du Massif armoricain 293
2.1.1.1. — Grands traits géologiques 293
2.1.1.2. — Mesures de densité 294
2.1.1.2.1. — Granites du Massif armoricain 294
2.1.1.2.2. — Autres formations du Massif armoricain 295
2.1.1.3. — Mesures de susceptibilité magnétique 295
2.1.1.3.1. — Granites 295
2.1.1.3.2. — Grès à magnétite 297
2.1.1.3.3. — Autres formations 297

2.1.2. — La Marche et le Nord Limousin 297

2.1.3. — Le Morvan 300
2.1.3.1. — Grands traits géologiques 300
2.1.3.2. — Mesures de densité 302
2.1.3.3. — Mesures de susceptibilité magnétique 302

Chapitre 2.2. — *Présentation des résultats : cartes hypogéologiques* 303

2.2.1. — Choix d'un « marqueur » 303

2.2.2. — Les cartes hypogéologiques 304

2.2.3. — Données des forages profonds 305

Chapitre 2.3. — *Le prolongement de la zone armoricaine* 308
2.3.1. — Le fond sédimentaire briovérien à silurien 308
2.3.2. — Les massifs granitiques 308
2.3.3. — Les bassins permo-carbonifères 311
2.3.4. — Morphologie du socle anté-mésozoïque 312
Chapitre 2.4. — *Les raccords vendéo-limousins* 313
2.4.1. — L'axe granodioritique de Thouars 313
2.4.2. — L'ensemble cristallophyllien Cholet - Basse Marche 313
2.4.3. — L'axe leucogranitique Bressuire - Chaîne de la Marche 314
Chapitre 2.5. — *Les prolongements du Morvan* 316
2.5.1. — Les arcs métamorphiques septentrionaux et la bande de leucogranites d'Avallon 316
2.5.2. — L'ensemble granitique du Morvan 316
2.5.3. — Les bassins permo-carbonifères 317
2.5.4. — Morphologie du socle sous les bordures bourguignonnes ou nivernaises du Morvan 318

TROISIÈME PARTIE

Hypothèses sur l'évolution tectonique du socle du Bassin de Paris 320
Chapitre 3.1. — *Evolution anté-hercynienne* 321
Chapitre 3.2. — *Evolution structurale durant l'Hercynien* 324
Chapitre 3.3. — *Evolution post-hercynienne du socle* 329
CONCLUSION 332
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 333
LISTE DES FIGURES 339

ACADÉMIE DE PARIS

UNIVERSITÉ DE PARIS VI

4, Place Jussieu - 75230 PARIS-CEDEX 05

SERVICE DE LA SCOLARITE

Bureau des Enseignements du 3e cycle

TÉLÉPHONE : 336-25-25 - 325-12-21

PERMIS D'IMPRIMER

DOCTORAT : DOCTORAT ES SCIENCES

THESE DE : SCIENCES NATURELLES

NOM : Monsieur WEBER

Prénoms : Christian

1ère THESE : "Le socle anté-triasique sous la partie sud du bassin de Paris d'après les données géophysiques."

2e THESE (Propositions faites par l'Université) :

PRESIDENT : M. COULOMB

EXAMINATEURS : M. GOGUEL
M. LAMEYRE
M. POMEROL

Vu et Approuvé

PARIS, le 4 janvier 1973

Le Président

de l'Université de PARIS VI

PERMIS D'IMPRIMER